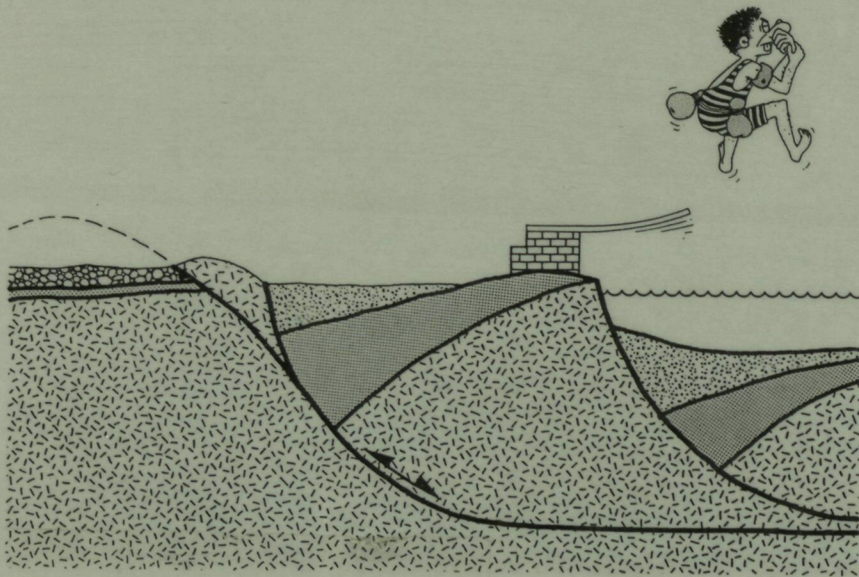


UNIVERSITAT DE BARCELONA

DEPARTAMENT DE GEOLOGIA DINÀMICA, GEOFÍSICA I
PALEONTOLOGIA

***L'ESTRUCTURA DE LA CONCA
CATALANO-BALEAR: PAPER DE LA
COMPRESSIÓ I DE LA DISTENSIÓ EN
LA SEVA GÈNESI.***



BIBLIOTECA DE GEOLOGIA

043
ROCA ABELLA

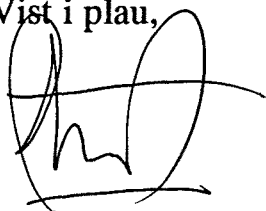
EDUARD ROCA i ABELLA.
Barcelona, Març de 1992.

a la mar de gent

*TESI PRESENTADA PER EDUARD ROCA I ABELLA AL
DEPARTAMENT DE GEOLOGIA DINÀMICA, GEOFÍSICA I
PALEONTOLOGIA DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA, PER
OPTAR AL GRAU DE DOCTOR EN GEOLOGIA.*

BARCELONA, MARÇ DE 1992.

Vist i plau,



Dr. Pere Santanach i Prat
Director de la tesi



Eduard Roca i Abella.

043 Roc

R. 734.699

AGRAÏMENTS

Un cop finalitzada aquesta tesi voldria expressar el meu més sincer agraïment a totes les persones i organismes que m'han ajudat i contribuït, d'alguna manera o altra a dur-la a terme.

En primer lloc, al Dr. Pere Santanach, no només per la ja difícil tasca de dirigir-me la tesi, sinó també per incentivar-me i facilitar-me la realització de vàries estades en companyies petrolieres i centres d'investigació estrangers que m'han estat de gran profit per tal d'introduir-me en les tècniques petrolieres d'anàlisi de conques.

Al Dr. Bernard Biju-Duval de l'I.F.P. de Paris, al Dr. Enric Banda de l'Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera, al Dr. Víctor García-Dueñas de la Universitat de Granada, al Dr. Antonio Estévez de la Universitat d'Alacant i al Dr. Francesc Sàbat de la Universitat de Barcelona per haver acceptat formar part del tribunal que ha de jutjar la tesi.

Al Professor Josep Maria Fontboté, qui si bé malhauradament ens va deixar fa dos anys, no només va acollir-me a l'antic Departament de Geomorfologia i Tectònica, sinó també per l'ajuda rebuda i pels seus comentaris i suggeriments.

Al Dr. Ramon Querol, bon coneixedor del solc de València i de les tècniques petrolieres, per l'ajuda rebuda durant els primers anys de l'elaboració d'aquesta tesi i per donar-me les idees bàsiques sobre l'anàlisi de les dades de subsòl.

Als membres de l'"Institut Français du Pétrole" (I.F.P.), i especialment a Pascal Desegaulx, François Roure i Bertrand Pinet, per acollir-me en un país fins llavors per a mi desconegut i fer-me veure la importància que comporta el coneixement de l'evolució i estructura litosfèrica per entendre l'evolució geodinàmica de qualsevol àrea.

Al Joan Guimerà i Francesc Sàbat, bons coneixedors de l'estructura de les àrees emergides de la Conca Catalano-balear, per les discussions i suggeriments, així com pel seu ajut sobre el terreny durant gran part de les meves estades a les Balears i a la Serralada Ibèrica.

A l'ex-company de despatx Josep Maria Parés, amb qui he compartit llargues i profitoses discussions tant en el camp com en la paret del despatx sobre les implicacions geodinàmiques de les dades paleomagnètiques recollides.

Al Lluís Cabrera, sempre disposat a donar un cop de mà, per introduir-me en l'anàlisi i comprensió de l'estratigrafia i sedimentologia del marge oriental d'Ibèria.

Al Pere Anadón, Jordi Agustí, Ramon Julià i Antonio Rodríguez-Perea amb els que també he he après molt sobre el Cenozoic de l'àrea estudiada.

Al Joan Martí, especialista en roques magmàtiques, que m'ha ajudat força alhora d'entendre l'evolució volcànica de l'àrea i les implicacions geodinàmiques que d'aquesta en resulten.

Als geòlegs de la Universitat de les illes Balears, sobretot a l'Antonio Rodríguez-Perea i Joan Fornós, per ensenyar-me molts racons de Mallorca i acollir-me durant les estades que he realitzat en aquesta illa.

Al Ramon Salas, per explicar-me moltes coses sobre el Mesozoic de l'àrea i per la seva ajuda alhora de redactar l'apartat referent al Mesozoic.

Al Dr. Alain Mauffret i a l'Agnès Maillard, ja que gràcies a les nostres llargues discussions, en les que hem defensat punts de vista diferents sobre la gènesi i evolució de la Conca Catalano-balear, aquesta tesi ha evolucionat considerablement.

A la companyia REPSOL, que m'ha posat a disposició la major part de les dades de subsòl analitzades durant la realització de la tesi. En especial voldria expressar el meu agraïment a Juan García Mallo, Jose Antonio Abeger i Miguel Angel Minguito, els quals van iniciar-me en l'estudi dels sondatges petrolers i van aportar-me valuosos comentaris sobre l'estructura del solc de València.

A la companyia SHELL ESPAÑA, N.V., i en particular a U. Seeman, M. Sherer, F. Sánchez i Pümpin, per les dades de subsòl que m'han cedit i per acollir-me durant un mes per tal d'adquirir els coneixements bàsics en la interpretació geològica de les línies sísmiques.

A la companyia CHEVRON OIL, per proporcionar-me dades petroleres de la plataforma continental de Tarragona.

Al 'Servicio de Hidrocarburos del Ministerio de Industria y Energía' i especialment a Pilar Santiesteban, per facilitar-me la consulta del seus arxius.

A la Maura Sans i a l'Eulàlia Masana, que m'han donat bastants cops de mà tant morals com manuals i científics, els quals han estat decisius per tirar endavant la tesi.

Al Jaume Vergés, company de moltes campanyes de camp i discussions, de qui he après moltes coses no només referents a encavalcaments o a la geologia regional de l'est d'Ibèria, sinó també la importància de treballar en equip.

Al Jaume Bordonau i al Toni Calafat, per les llargues i continues discussions que hem mantingut durant els últims sis mesos tant en el bar de la facultat com en el 'camp' per tal d'abordar la finalització de les nostres respectives tesis.

Al Josep Poblet, company de beca F.P.I. des d'un bon començament i autèntic 'collega', pel seu suport moral i per les idees que m'ha anat proporcionant, les quals m'han estat de gran utilitat per solucionar molts problemes.

Al Josep Torres, disposat sempre a ajudar-me, per l'aportació de dades o per les observacions que m'ha realitzat durant aquest últim any.

A l'Aida Espiritusanto, Betty Garzón i Maite Mora pel seu suport moral i per la seva ajuda alhora de solucionar molts dels problemes 'tècnics' que han sorgit durant tots aquests darrers anys.

Al Pep Agulló, Berta Andrés, Teodor Moyano i Joan Ros, els quals, amb paciència i constància, han conseguit acabar i dibuixar la major part de les figures d'aquesta tesi.

Al Francisco Fernández Ortigosa, amb qui vaig compartir llargues i caluroses estades a Madrid durant els nostres primers passos en el món petroler.

D'una manera especial, als meus amics de la Penya Aluminosi, per distreurem quan ha fet falta i perquè gràcies a ells s'han pogut donar per acabades gran part de les figures i dels textos que configuren aquesta memòria.

Així mateix, als meus pares i germà, que han hagut de suportar els maldecaps que els he propinat durant l'estadi final de la redacció d'aquesta tesi.

I finalment, a tota la resta de gent que durant aquests últims cinc anys, d'una manera o altra, també han col·laborat per tal de tirar endavant aquest treball.

Aquest treball ha estat finançat per una beca F.P.I. en recursos geològics del 'Ministerio de Educación y Ciencia', per dos ajuts per a joves investigadors de la C.I.R.I.T. de les convocatòries 1988i 1989, i pels projectes n^{os} PB85-0330-C02-01 i GEO89-0831 de la C.A.I.C.Y.T.

ÍNDIX

Capítol I: INTRODUCCIÓ	1
I-1: PRESENTACIÓ.....	3
I-2: OBJECTIUS I MÈTODE.....	4
I-3: SITUACIÓ GEOGRÀFICA.....	6
I-4: SITUACIÓ GEOLÒGICA DE LA CONCA CATALANO-BALEAR A L'ÀMBIT DE LA MEDITERRÀNIA OCCIDENTAL.....	7
I-4.1: CINEMÀTICA DE LA MEDITERRÀNIA OCCIDENTAL.....	7
I-4.1.1: Introducció.....	7
I-4.1.2: El moviment relatiu entre Euràsia i Àfrica.....	8
I-4.2: LA MEDITERRÀNIA OCCIDENTAL. QUADRE REGIONAL..	10
I-4.2.1: Sistemes d'encavalcaments.....	10
I-4.2.2: Conques.....	15
I-4.2.3: Blocs o microplaques.....	18
I-4.3: MECANISMES DE FORMACIÓ DE LES CONQUES DE LA LA MEDITERRÀNIA OCCIDENTAL.....	19
I-5: LA CONCA CATALANO-BALEAR. DADES PRÈVIES.....	22
I-5.1: LES APORTACIONS DE LA GEOFÍSICA.....	23
I-5.1.1: Estructura litosfèrica de la Conca Catalano-balear.....	23
I-5.1.2: Estructura del reblliment meso-cenozoic de la Conca Catalano-balear.....	27
I-5.2: LES APORTACIONS DE LA GEOLOGIA.....	29
I-5.2.1: La geologia de les zones emergides.....	29
I-5.2.2: La geologia de les zones submergides de la conca.....	30
I-6: HIPÒTESIS PRÈVIES SOBRE LA FORMACIÓ DE LA CONCA CATALANO-BALEAR.....	33
I-7: PROBLEMES PLANTEJATS.....	36
 Capítol II: MATERIALS	 37
II-1: INTRODUCCIÓ.....	39
II-2: EL SÒCOL HERCINIÀ.....	40
II-3: EL PERMIÀ I EL MESOZOIC.....	42
II-3.1: MOLASSES TARDIHERCINIANES.....	42
III-3.2: EL MESOZOIC.....	43
III-3.2.1: La superseqüència triàsica (Tr).....	45
III-3.2.2: La superseqüència juràsica (J).....	49
III-3.2.3: La superseqüència cretàica inferior (K1).....	58
III-3.2.4: La superseqüència cretàica superior (K2).....	64

III-3.2.5: Síntesi estratigràfica del Mesozoic de la Conca Catalano-balear.....	68
III-3.26: Roques ígnies del Mesozoic.....	70
II-4: EL PALEOGEN.....	71
II-5: EL REBLIMENT NEOGEN DE LA CONCA CATALANO-BALEAR....	79
II-5.1: EL MARGE IBÈRIC DE LA CONCA CATALANO-BALEAR..	82
II-5.1.1: Les Unitats Neògenes Inferiors (Aquitanià-Serraval·lià inferior).....	83
II-5.1.2: Les Unitats Miocenes Mitjano-superiors (Serraval·lià mitjà-Messinià).....	86
II-5.1.3: Les Unitats Pliocenes-Pleistocenes. Grup de l'Ebre.....	90
II-5.2: EL DOMINI BÈTICO-BALEAR.....	93
II-5.2.1: Aquitanià-Burdigalià inferior.....	94
II-5.2.2: Burdigalià superior-Languià.....	95
II-5.2.3: Serraval·lià-Tortonià mitjà.....	97
II-5.2.4: Tortonià superior-Messinià.....	101
II-5.2.5: Pliocè-Pleistocè.....	103
II-5.3: SÍNTESE ESTRATIGRÀFICA DEL REBLIMENT NEOGEN DE LA CONCA CATALANO-BALEAR.....	105
II-5.4: EL VULCANISME NEOGEN DE LA CONCA CATALANO- BALEAR.....	107
Capítol III: ESTRUCTURA.....	115
III-1: INTRODUCCIÓ.....	117
III-2: CARACTERÍSTIQUES GENERALS.....	118
III-3: EL DOMINI CATALANO-VALENCIÀ.....	120
III-3.1: ESTRUCTURA MESOZOICA DEL DOMINI CATALANO- VALENCIÀ.....	121
III-3.1.1: Àrees emergides del domini catalano-valencià.....	123
III-3.1.2: Àrees submergides del domini catalano-valencià.....	127
III-3.1.3: Model estructural.....	130
III-3.2: ESTRUCTURA PALEÒGENA DEL DOMINI CATALANO- VALENCIÀ.....	131
III-3.2.1: Àrees emergides del domini catalano-valencià.....	133
III-3.2.2: Àrees submergides del domini catalano-valencià.....	139
III-3.2.3: Model estructural.....	141
III-3.3: ESTRUCTURA NEÒGENA DEL DOMINI CATALANO- VALENCIÀ.....	142
III-3.3.1: Àrees emergides del domini catalano-valencià.....	143
III-3.3.2: Àrees submergides del domini catalano-valencià.....	154
III-3.3.3: Model estructural.....	162
III-4: EL DOMINI BÈTICO-BALEAR.....	167
III-4.1: ESTRUCTURA MESOZOICA DEL DOMINI BÈTICO- BALEAR.....	169

III-4.2: ESTRUCTURA PALEÒGENA DEL DOMINI BÈTICO-BALEAR.....	171
III-4.2.1: Àrees emergides del domini bètico-balear.....	173
III-4.2.2: Àrees submergides del domini bètico-balear.....	180
III-4.2.3: Model estructural.....	181
III-4.3: ESTRUCTURA OLIGOCENO TERMINAL-MIOCENA MITJANA DEL DOMINI BÈTICO-BALEAR.....	183
III-4.3.1: Àrees emergides del domini bètico-balear.....	185
III-4.3.2: Àrees submergides del domini bètico-balear.....	204
III-4.3.3: Model estructural.....	215
III-4.4: ESTRUCTURA MIOCENO MITJANA-QUATERNÀRIA DEL DOMINI BÈTICO-BALEAR.....	219
III-4.4.1: Àrees emergides del domini bètico-balear.....	221
III-4.4.2: Àrees submergides del domini bètico-balear.....	231
III-4.4.3: Model estructural.....	237
III-4.5: ESTRUCTURA DE L'ILLA DE MENORCA.....	240
III-5: SÍNTESE ESTRUCTURAL DE LA CONCA CATALANO-BALEAR.....	247
Capítol IV: EVOLUCIÓ GEODINÀMICA I CONSIDERACIONS GENERALS.....	251
IV-1: INTRODUCCIÓ.....	253
IV-2: EVOLUCIÓ GEODINÀMICA DE LA CONCA CATALANO-BALEAR.....	253
IV-2.1: MIOCÈ MITJÀ-QUATERNARI.....	255
IV-2.2: OLIGOCÈ SUPERIOR-MIOCÈ MITJÀ.....	260
IV-2.3: PALEOGEN.....	267
IV-2.4: MESOZOIC.....	271
IV-3: CONSIDERACIONS GENERALS.....	274
Capítol V: CONCLUSIONS.....	281
Capítol VI: BIBLIOGRAFIA.....	289

*'El primer any s'ho va plantejar,
el segon va començar,
el tercer va treballar,
el quart es va dissipar,
el cinquè s'ho va veure venir,
el sisè molt va patir,*

..... i el setè va descansar'

Transcripció d'un manuscrit original de l'arquebisbe
de Benaguasil realitzada pel rector de Benifairó.

Capítol I
INTRODUCCIÓ

I-1: PRESENTACIÓ

Per a la comprensió de l'evolució geodinàmica de qualsevol unitat geotectònica és imprescindible integrar dades provinents de diferents branques de la geologia i geofísica. En aquest sentit, l'anàlisi de les dades de subsòl ha fet que l'estudi de les conques hagi experimentat un important salt qualitatiu, ja que en ser les conques zones d'acumulació de sediments, abans del desenvolupament de les tècniques d'anàlisi del subsòl, el coneixement de les seves característiques geomètriques es reduïa només a les seves parts més superficials, generalment, les més modernes. Com a conseqüència se'n desconeixien moltes de les fases de la seva evolució, així com la relació espacial entre l'estructuració de les conques i les unitats geotectòniques que hi poguessin estar associades (sistemes d'encavalcaments, etc.). L'aplicació de les tècniques de subsòl emprades pels petrolers a les seves prospeccions -sísmica de reflexió, sondatges, aeromagnetisme, gravimetria, etc.- solucionen, en gran part, aquests problemes ja que permeten reconèixer els grans trets de les unitats infrajacentes a la superfície topogràfica actual.

En aquest sentit, la Conca Catalano-balear⁽¹⁾, objecte del present estudi, mostra un seguit de característiques que valoren el seu estudi, tals com una bona disponibilitat de dades de subsòl, l'existència de nombrosos treballs geofísics, i un bon coneixement, per part del Grup de Tectònica del Departament en el que s'inscriu aquest estudi, de les àrees emergides de la conca (illes Balears, parts sudorientals de la Serralada Ibèrica i Cadenes Costaneres Catalanes).

(1) Fins a l'actualitat s'han fet servir diferents noms per a designar la conca neògena situada entre les illes Balears i la Península Ibèrica, i que es troba, avui en dia, en gran part submergida. Hom l'ha anomenat (en diferents idiomes): fossa de València (RYAN, 1969; MEDIALDEA *et al.*, 1986), Conca Nord-balear (LEENHARDT *et al.*, 1969; MAUFFRET, 1976; BANDA i CHANNEL, 1979), Depressió Nord-balear (AUZENDE *et al.*, 1972), golf de València (VOGT *et al.*, 1971; MAUFFRET *et al.*, 1973; AUZENDE i OLIVET, 1974; STOECKINGER, 1976; BIJU-DUVAL *et al.*, 1978a; ADAMS, 1988; entre d'altres), solc de València (VOGT *et al.*, 1971; ALVAREZ *et al.*, 1974; RYAN, 1976; entre d'altres), Mar Baleàric (DEWEY *et al.*, 1973; STORETVEDT, 1973), conca de Castelló (LEENHARDT, 1973; MULDER, 1973), conca de València (PAUTOT *et al.*, 1973) o fins i tot Conca Catalano-balear (FONTBOTÉ *et al.*, 1989).

Arribat en aquest punt, alhora de triar algun nom per designar aquesta conca en la present memòria, s'han descartat tots aquells que per diferents motius podrien ser causa de confusió. D'aquesta manera, per exemple s'han exclòs termes com: 1) golf de València, ja que aquest ja serveix per definir un accident geogràfic existent i que solament comprèn una petita porció de la conca (el golf de València geogràficament correspon al golf molt obert situat entre el delta de l'Ebre i el cap de la Nau); 2) fossa de València degut a que és un terme interpretatiu i els estudis més moderns, a més, han mostrat que la conca no correspon exactament a aquest tipus d'estructura; 3) solc de València ja que aquest és un terme descriptiu que fa referència només a les parts actualment enfonsades de la conca; o, 3) els noms Depressió o Conca Nord-balear, Mar Baleàric, ja que s'han utilitzat per denominar altres conques de la Mediterrània occidental.

Una vegada exclosos aquests termes, en la present memòria s'ha escollit el de Conca Catalano-balear, donat que és un nom ja utilitzat internacionalment, només per a la conca en qüestió i és descriptiu, independentment per tant de les interpretacions que es puguin fer d'aquesta conca. Així, en aquest treball entendrem per Conca Catalano-balear a la conca neògena situada, en la part oriental de la microplaca ibèrica, entre el sistema d'encavalcaments Bètico-balear i la Península Ibèrica.

I-2: OBJECTIUS I MÈTODE

L'objectiu principal d'aquesta memòria és l'estudi de l'estructura i evolució tectònica, durant el Cenozoic, de la Conca Catalano-balear, entenent com a tal a la conca desenvolupada durant el Neogen a la part més oriental de la microplaca ibèrica entre les Conca Liguro-provençal⁽²⁾, el sistema d'encavalcaments Bètico-balear i la Península Ibèrica. L'estructura i l'evolució mesozoica de l'àrea estudiada, encara que no constitueix per sí mateixa un objectiu primordial d'aquest treball, ha estat analitzada breument, ja que va condicionar en gran part l'estructura i evolució cenozoica de la Conca Catalano-balear.

L'ordenació dels objectius parcials del present treball mostre el mètode seguit per aconseguir l'objectiu principal de la tesi:

1)- Caracteritzar l'estructura submergida de la Conca Catalano-balear (solc de València⁽³⁾) a partir de les dades de subsòl procedents del Servei d'Hidrocarburs del Ministeri d'Indústria i de les cedides per les companyies petrolieres REPSOL, SHELL ESPAÑA i CHEVRON OIL.

2)- Contrastar i comparar aquesta estructura amb l'observada a les parts emergides de la conca. Per a dur a terme aquest objectiu s'han aprofitat les dades recollides en els mapes publicats i les aportades pels nombrosos treballs previs (tesis de llicenciatura i de doctorat) que abasten diferents aspectes de la geologia de les parts emergides de la conca. També s'han realitzat talls, mapes detallats i altres tipus de estudis estructurals en diversos sectors d'especial interès per comprendre llur evolució.

3)- Reconèixer els principals trets de l'evolució litosfèrica de l'àrea estudiada. De caire essencialment bibliogràfic, aquest treball ha anat acompanyat de la realització, conjuntament amb membres de l'Institut Francès del Petrol (I.F.P.), d'estudis sobre diferents aspectes de l'evolució litosfèrica de la regió de la Conca Catalano-balear durant el Neogen (subsidència d'aquest sector durant el Neogen i modelització de dos perfils gravimètrics).

4)- Quantificar, a partir de les dades obtingudes amb els treballs anteriors, els diferents processos cinemàtics que van actuar en la regió de la Conca Catalano-balear durant el Cenozoic, a fi de determinar les constriccions geomètriques que imposen a l'elaboració de models geodinàmics de l'evolució de la conca.

5)- Elaborar i proposar un model tectònic evolutiu de la Conca Catalano-balear, que integri totes les dades obtingudes.

(2) Igual que en el cas de la Conca Catalano-balear, existeix una gran confusió per denominar el sector de la Mediterrània occidental situat entre la costa provençal, l'illa de Menorca i les de Còrsega i Sardenya. Hom l'anomena Conca Nord-balear (LE PICHON *et al.*, 1971; DEWEY *et al.*, 1989), Mar Lìgur (DEWEY *et al.*, 1973; BANDA i CHANNELL, 1979), Conca Algero-provençal (BIJU-DUVAL *et al.*, 1976), Conca Provençal (DURAND-

DELGA i FONTBOTÉ, 1980; BURRUS, 1984), Conca Balear (HERSEY, 1965; RIBA, 1981), Conca Sardo-balear (SAVELLI, 1988), etc.

En la present memòria utilitzarem el terme Conca Liguro-provençal, ja que la major part dels altres noms ja s'han fet servir per denominar altres sectors de la Mediterrània occidental (per exemple Conca Balear o Nord-balear) o inclouen àrees que no està clar que estiguin genèticament lligades (Conca Algero-provençal).

(3) En aquesta memòria, s'ha triat el nom de solc de València (en anglès "Valencia Trough") per anomenar la part actualment submergida i, per tant deprimida, de la Conca Catalano-balear. Encara que el terme solc de València s'ha utilitzat també per a tot el conjunt de la conca neògena, presenta com a avantatges que: 1) és un terme descriptiu, i per tant independent de les interpretacions que es puguin fer, que s'ajusta a la realitat, i 2) és el nom que actualment és més utilitzat per la comunitat científica internacional.

I-3: SITUACIÓ GEOGRÀFICA

L'àrea objecte del present estudi es localitza sobre tres unitats orogràfiques diferents: la Mar Catalano-balear⁽⁴⁾, el Promontori Balear (que inclou les illes Balears) i la franja costanera oriental de la Península Ibèrica. En aquesta última unitat, l'estudi s'ha limitat a una faixa d'uns 50 km d'amplada, entre el caps de Creus i de la Nau.

Mar Catalano-balear

La Mar Catalano-balear és una profunda depressió en forma de cul de sac oberta cap el NE que separa les illes Balears de la costa catalano-valenciana (fig. 1). Les cartes batimètriques (entre les que destaquen les de MAUFFRET, 1976; GENNESSEAUX i VANNEY, 1979; i, CANALS *et al.*, 1982) mostren que es caracteritza morfològicament per: 1) Estar solcada per una profunda vall submarina, anomenada canal de València (VANNEY i GENNESSEAUX, 1979; CANALS *et al.*, 1982), que es disposa longitudinalment al llarg de l'eix de la conca i que baixa en pendent suau cap el NE fins a desembocar a la Conca Liguro-provençal; aquesta vall, de morfologia localment meandriforme (MALDONADO *et al.*, 1985) es presenta ben desenvolupada a les parts centrals i nordorientals de la conca; i 2) Mostrar una marcada assimetria entre els seus marges ibèric i balear (fig. 1); així, mentre que en el marge continental ibèric s'hi estén una àmplia plataforma continental solcada per recs estrets, en el marge balear, aquesta és pràcticament inexistent o molt reduïda, de tal manera que a partir de la costa la mar s'aprofundeix ràpidament fins assolir el fons de la conca.

Promontori Balear

Amb aquest nom s'anomena el relleu, orientat NE-SW, que s'aixeca entre les depressions de les mars Algeriana i Catalano-balear. En gran part submergit, aquest relleu es caracteritza orogràficament per presentar una plataforma continental, orientada NE-SW, limitada al NE, NW i SE per abruptes talusos continentals (fig. 1). Aquesta plataforma, de la que emergeixen les illes Balears, es perllonga cap al SW fins a Cap de la Nau, de manera que tanca meridionalment la Mar Catalano-balear.

Franja costanera de la Península Ibèrica

Quant a la franja de la costa oriental de la Península Ibèrica estudiada, orogràficament poden distingir-s'hi dos sectors: un sector catalano-valencià, situat entre els caps de Creus i Cullera; i, un sector alacantí, localitzat entre aquesta últim accident i el cap de la Nau. Mentre en el sector catalano-valencià les depressions i cadenes es disposen paral·lelament a la costa, a l'alacantí aquestes s'hi situen perpendicularment, és a dir, seguint una direcció ENE-WSW.

(4) Anomenat també Mar Balear (RIBA, 1981), amb aquest nom es defineix a la porció de la Mar Mediterrània occidental situada entre les illes Balears i la Península Ibèrica (CANALS *et al.*, 1982).

I-4: SITUACIÓ GEOLÒGICA DE LA CONCA CATALANO-BALEAR A L'ÀMBIT DE LA MEDITERRÀNIA OCCIDENTAL

Per comprendre l'evolució de qualsevol unitat geotectònica és imprescindible de conèixer els principals trets evolutius, a l'escala de la tectònica de plaques, del marc geodinàmic en el que aquella es desenvolupa. Per tant, qualsevol model que es proposi sobre la Conca Catalano-balear haurà de tenir present les característiques evolutives de la Mediterrània occidental i les constriccions geodinàmiques imposades pel moviment de les plaques implicades, en aquest cas, l'europea i l'africana.

És per això que es presenten de manera resumida els principals trets geològics de la Mediterrània occidental en relació als moviments relatius entre Àfrica i Europa. En primer lloc es presentaran els principals trets dels moviments relatius entre ambdues plaques, seguidament es descriuran breument les principals característiques geològiques de les grans unitats geotectòniques que configuren la Mediterrània occidental, i, per últim, s'exposaran les hipòtesis plantejades per a explicar la formació de les diferents unitats geotectòniques (principalment conques).

I-4.1: CINEMÀTICA DE LA MEDITERRÀNIA OCCIDENTAL

La gènesi i desenvolupament de les unitats geotectòniques de la Mediterrània occidental s'incriuen en un marc cinemàtic regional regit pels moviments relatius de les plaques africana i euroasiàtica (fig. 2). En el present apartat, de forma molt resumida i esquemàtica, s'exposen els principals trets dels moviments entre ambdues plaques des de la seva individualització en el Juràssic.

I-4.1.1: Introducció

Des de principis de segle (TERMIER, 1903; SUESS, 1904-1924; ARGAND, 1924) ja es va postular que l'estructura actual de la Mediterrània era el resultat del moviment relatiu entre les masses continentals de Laurentia i Gondwana. En aquest moviment, es podien diferenciar: a) una primera etapa mesozoica, en la que com a resultat del trencament de la Pangea i del posterior moviment divergent entre Laurentia i Gondwana, s'haurien format zones oceàniques (Tetis); i, b) una segona etapa, desenvolupada durant el Terciari, en la que s'hauria format el sistema orogènic alpí com a conseqüència del moviment d'aproximació entre Gondwana i Laurentia, que va ocasionar el tancament del Tetis i, finalment, la col·lisió entre ambdues masses continentals.

Aquestes hipòtesis mobilistes sobre l'evolució de l'àmbit alpí que concordaven amb la teoria de la deriva dels continents de WEGENER (1912), van ser àmpliament discutides durant la primera meitat de segle, de tal manera que no van ser represes fins a les dècades del 50 i 60. En aquests anys va tenir lloc el desenvolupament de l'estudi dels fons marins (HEEZEN, 1962; VACQUIER, 1962, per exemple) i del paleomagnetisme (RUNCORN, 1962), els quals van confirmar el desplaçament lateral

de les masses continentals i van ser puntals fonamentals per la postulació de la teoria de tectònica de plaques.

Així, la quantificació i evolució detallada del moviment entre Àfrica i Euràsia, no es va començar a determinar fins l'aparició dels treballs de DIETZ i HOLDEN (1970) i SMITH (1971). Aquests autors van observar que el moviment d'ambdues plaques estava estretament lligat a l'obertura de l'Atlàntic i que per tant podia determinar-se la posició relativa entre Àfrica i Euràsia en diferents moments de la seva evolució a partir de l'anàlisi de les anomalies magnètiques reconegudes a l'Atlàntic. Seguint aquest mètode, posteriorment, han aparegut diverses síntesis (DEWEY *et al.*, 1973; BIJU-DUVAL *et al.*, 1977; LIVERMORE i SMITH, 1985; DEWEY *et al.*, 1989; entre d'altres) que han integrat l'evolució del domini mediterrani amb els diferents estadis de l'obertura de l'Atlàntic.

I-4.1.2: El moviment relatiu entre Euràsia i Àfrica

Els darrers estudis sobre la distribució de les diferents anomalies magnètiques de l'Atlàntic (PITMAN i TALWANI, 1972; KRISTOFFERSEN, 1978; PATRIAT *et al.*, 1982; OLIVET *et al.*, 1984; DERCOURT *et al.*, 1986; SAVOSTIN *et al.*, 1986; DEWEY *et al.*, 1989; SRIVASTAVA *et al.*, 1990), permeten diferenciar les següents fases dins de l'evolució del moviment relatiu entre Àfrica i Euràsia:

Permià - Aptià (Cretaci inferior)

Aquesta primera fase es caracteritza pel desenvolupament de processos de tipus rift al llarg de tot l'Atlàntic que van donar lloc a partir del Lias superior (>175 Ma) a l'inici de l'obertura de l'Atlàntic central. Sincrònicament, van començar a individualitzar-se Gondwana i Laurentia com a conseqüència del desenvolupament d'un ampli sistema de rift entre el golf de Mèxic i la línia occidental del Tetis (DEWEY *et al.*, 1973; ZIEGLER, 1982).

A partir d'aquest moment i fins al Barremià-Aptià (120 Ma), i com a resultat de la progressiva obertura de l'Atlàntic central, la placa africana es va anar desplaçant en direcció SE respecte al conjunt continental format per Euràsia i Amèrica del nord. Donada la configuració del límit entre Àfrica i Europa, el moviment direccional sinistre resultant va originar l'obertura de diferents espais oceànics o para-oceànics en el domini mediterrani (per exemple el Tetis lligat -HORVATH i CHANNELL, 1977; BERNOULLI i LEMOINE, 1980-).

Aptià (Cretaci inferior) - Present

Entre l'Aptià (118 Ma) i Santonià (84 Ma), el procés d'obertura de l'Atlàntic central es va anar propagant cap a l'W i N de la microplaca ibèrica. Aquesta nova situació geodinàmica va donar lloc al desplaçament divergent sinistre de la microplaca ibèrica respecte a Euràsia (com a conseqüència de l'obertura del golf de Biscaia) i a un dràstic canvi en el moviment relatiu entre Euràsia i Àfrica: el moviment esdevé convergent segons una direcció NE. L'edat exacte de l'inici de la convergència entre

ambdues plaques no està clara, ja que aquest període es caracteritza per la manca d'inversions magnètiques; no obstant això, a partir de l'inici de les deformacions compressives a l'edifici alpí, s'ha proposat que aquesta deuria produir-se entre el Cenomanià i el Turonià.

Dins del moviment convergent entre Euràsia i Àfrica, que ha perdurat fins l'actualitat, DEWEY *et al.* (1989) hi diferencien quatre grans etapes:

1) Una primera etapa d'edat Santonià-Paleocè (84 Ma - 66.7 Ma) en què tant Ibèria com Àfrica es van desplaçar cap el NE amb una velocitat relativament gran.

2) Una segona etapa desenvolupada entre el Paleocè i l'Eocè inferior (66.7 Ma - 55,7 Ma), on el moviment relatiu entre les plaques va esdevenir força lent i segons una direcció variable.

3) Una tercera etapa d'edat Eocè inferior-Miocè superior (55.7 Ma - 8.9 Ma), caracteritzada per l'acceleració del moviment convergent segons una direcció compresa entre el N i NNE. D'acord amb les dades magnètiques recopilades últimament (SRIVASTAVA *et al.*, 1990; ROEST i SRIVASTAVA, 1991), durant aquesta etapa es va produir la individualització de la microplaca ibèrica respecte Àfrica (Eocè superior) i la seva posterior soldadura amb la placa euroasiàtica (Oligocè superior-Miocè inferior). A la Mediterrània occidental, així mateix, va ser durant aquesta etapa quan va tenir lloc la formació de la major part de les conques i la rotació del Bloc Corso-sard (Miocè inferior).

4) I per últim, una quarta etapa, iniciada en el Miocè superior (8.9 Ma) i que perdura fins a l'actualitat, en la que el moviment convergent passa a ser cap al NNW a NW.

I-4.2: LA MEDITERRÀNIA OCCIDENTAL. QUADRE REGIONAL

L'estructura actual de la Mediterrània occidental és el resultat del desenvolupament coetani, durant el Cenozoic, d'un complex cinturó d'edificis d'encavalcaments i d'un conjunt de conques, algunes de caràcter extensiu i d'altres de caràcter compressiu (fig. 3). Aquestes unitats geotectòniques cenozoiques, que constitueixen l'acabament occidental de l'orogen alpí, poden agrupar-se, per les seves característiques estructurals i per la seva edat, en diversos sistemes d'encavalcaments i conques als que cal afegir un conjunt de blocs o micro-plaques poc estructurats durant l'orogènia alpina.

En la descripció dels principals trets de cadascuna d'aquestes unitats geotectòniques, es prestarà especial atenció a aquelles que influeixen més directament a l'estructura i evolució de la Conca Catalano-balear, es a dir, les que l'envolten (sistemes contractius dels Pirineus, de la Serralada Ibèrica-Cadenes Costaneres Catalanes i Bètico-balear, i les conques Liguro-provençal i Nord-africana).

I-4.2.1: Sistemes d'encavalcaments

PIRINEUS

El sistema pirinenc està format per un conjunt de zones estructurals orientades aproximadament E-W que s'estenen des de l'Atlàntic (a l'alçada del nord-oest de Galícia) fins als Alps (fig. 4), de tal manera que inclou el marge continental del nord de la microplaca ibèrica, els Pirineus en sentit estricte, i l'Arc Llenguadocià.

Des del punt de vista estructural, d'acord amb la vergència dels diferents sectors de la serralada, en aquest sistema d'encavalcaments, es diferencia (MUÑOZ *et al.*, 1983) un *Pirineu basco-cantàbric*, en el que predominen les vergències N i un *Pirineu central i oriental* amb predomini de les vergències S. El límit entre ambdues unitats se situaria en la denominada falla de Pamplona. En el *Pirineu oriental* i *central* es distingeixen una zona septentrional (que inclou l'Arc Llenguadocià) amb vergències nord i una zona meridional amb estructures vergents cap el sud.

Els treballs darrerament realitzats, tant sobre l'estructura profunda de la cadena (CÁMARA i KLIMOWITZ, 1985; ECORS PYRENEES TEAM, 1988; ROURE *et al.*, 1989), com sobre la superficial (MUÑOZ, 1985; FONTBOTÉ *et al.*, 1986; VERGÉS i MUÑOZ, 1990; MUÑOZ, en premsa), han fet avançar molt el coneixement de l'estructura dels *Pirineu central* i *oriental*. S'accepta que la seva estructura és el resultat de la subducció parcial de la placa ibèrica sota l'europea (fig. 5). Aquesta subducció, a nivell d'escorça superior, donà lloc al desenvolupament, a la part central de la cadena (Zona Axial), d'un apilament antiformal d'encavalcaments dirigits cap el sud que és limitat per sistemes de làmines imbricades cap el nord (unitats nordpirinenques) i cap el sud (unitats sudpirinenques). L'emplaçament del conjunt d'aquestes unitats s'inicià al Maastrichtià -Cretaci superior-

(SIMÓ, 1985; SIMÓ i PUIGDEFÀBREGAS, 1985; VERGÉS i MARTINEZ, 1988) i es prolongà fins l'Oligocè (SÁEZ, 1987; VERGÉS i MUÑOZ, 1990) a les zones orientals del Pirineu, i fins el Miocè inferior (PUIGDEFÀBREGAS i SOLER, 1973) a les zones més occidentals.

A partir de l'Oligocè (BERGERAT, 1981-82; ARTHAUD *et al.*, 1981), a les zones més orientals (Pirineus orientals catalans i Arc Llenguadocià), aquesta estructura compressiva és afectada per processos extensius que originen la seva compartimentació en un complex conjunt de horsts i grabens (fig. 4). Dins d'aquesta estructura extensiva, s'hi poden distingir dos sistemes ben diferenciats tant geomètricament com cronològicament: a) un primer sistema, orientat principalment de NNE-SSW a ENE-WSW i desenvolupat principalment durant l'Oligocè i Miocè inferior, que reflecteix la propagació cap el sud del rifting cenozoic de l'Europa occidental i el procés d'obertura de la Conca Liguro-provençal; i b) un segon sistema de horsts i grabens, desenvolupat en l'extrem oriental dels Pirineus catalans a partir del Miocè superior (CALVET, 1985; AGUSTÍ *et al.*, 1990), en el que els horsts i grabens s'orienten preferentment NW-SE (fosses de L'Empordà i La Selva).

El trànsit de la situació tectònica regional compressiva a l'extensiva s'hauria produït mitjançant el desenvolupament durant l'Eocè superior (BERGERAT, 1981-82) d'una tectònica direccional que hauria donat lloc a un seguit de conques de tipus "pull-apart" reblertes amb dipòsits d'aquesta època (cubetes de Manosque i Mormoiron, TRIAT i TRUC, 1983).

SERRALADA IBÈRICA-CADENES COSTANERES CATALANES

Hi incluem el conjunt d'edificis compressius desenvolupats durant el Paleogen a la part oriental de la placa ibèrica, entre els Pirineus i la Serralada Bètica (fig. 6). Estructuralment corresponen a antigues conques mesozoiques invertides durant la col·lisió entre les plaques ibèrica i europea, i, per tant, la seva evolució està íntimament lligada a la dels Pirineus. Dins d'aquests edificis intracratònics, encara que entre ells no presentin solució de continuïtat, s'hi diferencien tradicionalment dues gran unitats: la *Serralada Ibèrica* (d'orientació NW-SE) i les *Cadenes Costaneres Catalanes* (orientades NE-SW).

L'estructura de la *Serralada Ibèrica*, en particular la seva meitat oriental, ve fortament condicionada per l'existència d'un potent nivell evaporític del Triàsic mitjà-superior que separa dos nivells diferentment estructurats: el sòcol hercinià -amb el seu tegument permo-triàsic inferior-, i la cobertora juràssico-cenozoica (RICHTER i TEICHMÜLLER, 1933; VIALARD, 1983; VIALARD, 1988; GUIMERÀ i ÀLVARO, 1990). Així, mentre el sòcol està estructurat en falles NW-SE, sinistres convergents i encavalcaments E-W, la cobertora es presenta principalment estructurada en diversos sistemes de plects i encavalcaments que mostren localment virgacions degudes a falles direccionals del sòcol infrajacent (fig. 6). Aquest conjunt d'estructures es presenten, principalment, ben desenvolupades a les vores de la cadena, amb un sentit de desplaçament dels encavalcaments clarament centrípet, cap al N i NE (conca de l'Ebre) a les parts septentrionals de la cadena, i cap al S i SE a les zones meridionals (fig. 7). L'inici d'aquesta deformació compressiva no està del tot clar, encara que se suposa que fou a l'Eocè més superior. Va finalitzar en el trànsit Oligocè-Miocè inferior a les zones orientals (RIBA i

RIOS, 1960-62; VIALARD, 1973; VIALARD, 1976; GUIMERÀ, 1987) i en el Miocè inferior (RIBA, 1964; COLOMER i SANTANACH, 1988) a les zones més nordoccidentals.

Les *Cadenes Costaneres Catalanes* mostren una estructura molt més senzilla, ja que el nivell de desenganxament triàsic mencionat només es mostra ben desenvolupat a les parts més meridionals. Les principals estructures contractives corresponen a falles sinistres subverticals que afecten el sòcol, i que es disposen en relleu, esgraonadament de manera dextra -en el sentit de RODGERS, 1980- (ANADÓN *et al.*, 1985; GUIMERÀ, 1988). La seva direcció varia de ENE-WSW a NE-SW al llarg de la cadena i és lleugerament obliqua a la direcció d'aquesta (fig. 6). En aquest edifici, l'estructuració compressiva s'inicià a l'Eocè inferior-mitjà i es prolongà, al menys, fins l'Oligocè superior (ANADÓN *et al.*, 1979; ANADÓN *et al.*, 1985).

En el trànsit Oligocè-Miocè (ANADÓN *et al.*, 1983), a les Cadenes Costaneres Catalanes i a les zones SE de la Serralada Ibèrica, la compressió paleògena fou substituïda per processos extensius que s'han perllongat al llarg de tot el Neogen. Com a conseqüència d'aquest canvi, realitzat de forma gradual (SIMÓN GOMEZ, 1982; GUIMERÀ, 1984), es formà un sistema de fosses i horsts que, a les Cadenes Costaneres Catalanes resulten de la inversió tectònica negativa de les falles direccionals paleògenes (FONTBOTÉ, 1954a).

SISTEMA BÈTICO-BALEAR

El sistema format pel conjunt bètico-balear i el Rif, constitueix la serralada més occidental de l'orogen alpi (figs. 3 i 7). Amb una orientació aproximada ENE-WSW, el sistema d'encavalcaments bètico-balear inclou la Serralada Bètica en sentit estricte i les illes Balears. La seva estructuració compressiva resulta de la col·lisió entre les plaques africana i euroasiàtica (en un moment en què la placa ibèrica ja es trobava soldada a la placa euroasiàtica), de tal manera que aquest sistema configura el límit meridional de la placa ibèrica. Al sud, aquest sistema d'encavalcaments es troba limitat per la Conca Nord-africana que inclou la Conca Algeriana i la mar d'Alborán.

D'acord amb criteris litològics, tectònics i paleogeogràfics, tradicionalment, s'ha dividit el Sistema Bètico-balear en *Zones Externes* i *Zones Internes* (fig. 8). Les *Zones Externes* (Prebètic i Subbètic), que comprenen les àrees més septentrionals i orientals (illes Balears) del sistema, corresponen al marge mesozoic meridional de la placa ibèrica, invertit durant el Cenozoic. Mentre que les *Zones Internes*, que afloren a les parts més meridionals del sistema, corresponen a dominis paleogeogràfics estranys a la placa ibèrica.

L'estructura de les *Zones Externes* es caracteritza, igual que la de la Serralada Ibèrica, per un desenganxament generalitzat de la cobertura a nivell del Triàsic mitjà-superior, de tal manera que en aquestes zones només hi afloren els materials de la cobertura. Aquesta es presenta estructurada (fig. 9) en un seguit de plects i encavalcaments dirigits cap el NNW a WNW (VERA, 1983) que presenten una alloctonia superior a mida que ens dirigim cap a les parts més internes del sistema (BLUMENTHAL, 1933; FALLOT, 1948; BRINKMANN i GALLWITZ, 1933; CHAMPETIER, 1972).

Per contra, a les *Zones Internes* afloren principalment materials del sòcol i del Triàsic inferior-mitjà, els quals mostren una estructura molt més complexa. La seva estructura contractiva (fig. 9) consisteix, a grans trets, en un apilament antiformal (BANKS i WARBURTON, 1991) d'encavalcaments dirigits tant cap al NNW com cap a l'W (PLATT i BEHRMANN, 1986; GARCÍA-DUEÑAS et al., 1987) afectats per falles direccionals (LAROUZIÈRE et al., 1987).

Respecte a l'edat de l'emplaçament d'aquest sistema d'encavalcaments, s'observa una marcada diacronia tant en sentit transversal com longitudinal a la cadena. Així, s'ha posat de manifest que l'estructuració compressiva de les *Zones Internes* es va produir, principalment, entre l'Oligocè superior i l'Aquitanià inferior (SANZ DE GALDEANO, 1990a); mentre que a les *Zones Externes*, si bé lleugerament deformades prèviament (AZÉMA, 1977; RAMOS-GUERRERO et al., 1989a), l'estructuració compressiva es va realitzar essencialment a partir de finals de l'Aquitanià (COMAS i GARCÍA-DUEÑAS, 1988) i va finalitzar en el Languià sup.-Serraval·lià al Promontori Balear (ÁLVARO et al., 1984) i en el Tortonià a les àrees centrals i occidentals del sistema (ESTÉVEZ et al., 1982, 1984), encara que en aquests últims sectors, de manera atenuada, s'ha perllongat fins l'actualitat (SANTANACH et al., 1980; ESTÉVEZ i SANZ DE GALDEANO, 1983).

Sincrònicament a l'estructuració compressiva, a partir de l'Aquitanià (GARCÍA-DUEÑAS et al., 1986; SANZ DE GALDEANO, 1990a), a les parts internes del Sistema Bètico-balear es va desenvolupar una important tectònica extensiva (GARCÍA-DUEÑAS et al., 1986, 1988) i direccional (SANZ DE GALDEANO, 1983; BOCCALETTI et al., 1987; OTT D'ESTEVOU et al., 1988) que originà un considerable aprimament de l'escorça prèviament engruixida. L'extensió cortical es deguda a falles planes de baix angle (GARCÍA-DUEÑAS et al., 1986) que corresponen, moltes vegades (fig. 9), a antics encavalcaments reactivats (BALANYÁ i GARCÍA-DUEÑAS, 1986; PLATT i VISSERS, 1989; BALANYÁ, 1991). Durant el Miocè, i de forma progressiva, l'extensió va anar propagant-se de forma centrípeta, de tal manera que mentre a les *Zones Internes* es va desenvolupar principalment entre l'Aquitanià i el Serraval·lià (GARCÍA-DUEÑAS et al., 1986, 1988; GALINDO-ZALDIVAR et al., 1989), a les *Zones Externes* aquesta no va començar fins al Serraval·lià -illes Balears- (ÁLVARO et al., 1984) i Tortonià -àrees peninsulars- (GROUPE DE RECHERCHE NÉOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR, 1977; VERA, 1983). El desenvolupament d'aquesta estructuració extensiva i/o direccional posterior als encavalcaments (encara que sincrònica a l'activitat d'estructures contractives situades en parts més externes del sistema) estaria relacionada amb la formació de la mar d'Alborán.

MAGRÈBIDES

Aquest sistema, que correspon a la continuació sudoriental del Sistema Bètico-balear i a l'occidental del dels Apenins, agrupa un conjunt d'edificis alpins que transcorren pel nord d'Àfrica -Rif, Tell- (fig. 10). La seva estructura és força similar a la del Sistema Bètico-balear i consisteix, a grans trets, en unes zones internes (*Zones Internes del Rif i Cabllies*) estructurades en un complex apilament de làmines encavalcants que afecten el sòcol, i unes zones externes (*Rif extern i Zones externes tellianes*), desenganxades a nivell de Triàsic superior, estructurades en un sistema de làmines

encavalcants imbricades cap a l'W i S -Rif- (DIDON et al., 1973; MORLEY, 1987), i cap al S -Tell- (WILDI, 1983).

A grans trets, l'emplaçament d'aquest conjunt de làmines encavalcants va anar migrant al llarg del temps: a les zones internes, on la fase de màxima tectonització tingué lloc a l'Oligocè, prèviament al trànsit Oligocè superior-Aquitanià (RAOULT, 1975; WILDI, 1983; MAHDJOURB i MERLE, 1990), s'inicià a l'Eocè (LEBLANC i OLIVER, 1984), assolí les zones externes durant el Miocè inferior (AUZENDE et al., 1973; BOULLIN, 1984) i, finalment, afectà les zones més externes del sistema en el període comprès entre el Tortonià i el Pliocè (FEINBERG, 1976; WILDI, 1983). Dins d'aquesta evolució, el període de màxima activitat tectònica compressiva hauria tingut lloc en el Miocè inferior (BIJU-DUVAL et al., 1978a; CAIRE, 1978).

APENINS

El sistema dels Apenins està format per un conjunt d'encavalcaments disposats en forma d'arc, de tal manera que resseguint longitudinalment la Península Italiana i l'illa de Sicília connecten els Alps amb els Magrèbides (fig. 11). Els Apenins, a grans trets, estan estructurats en un sistema d'encavalcaments dirigits cap a l'E (zones septentrionals) i S (zones meridionals) que es desenvolupen en una potent cobertura meso-cenozoica (tall a-a', fig. 11). Aquests encavalcaments, presenten salts majors i un nivell de desenganxament més baix a les zones peritirrenianes (LAVECCHIA, 1988), de tal manera que en aquests sectors localment afloren unitats que involucren el sòcol paleozoic.

Els moviments compressius en els Apenins, van iniciar-se diacrònicament a les zones internes. Als Apenins septentrionals (MARTINIS i PAVANI, 1967; CARMIGNANI et al., 1978) van començar a l'Oligocè inferior, mentre que en els meridionals, Calàbria i Sicília ho feren en el Miocè basal (AMODIO-MORELLI et al., 1976; CATALANO i D'ARGENIO, 1978; BONARDI et al., 1980). Posteriorment, fins al Pleistocè la deformació s'ha anat desplaçant cap a les zones més externes del sistema.

Igual que en els sistemes Bético-balear i dels Magrèbides, sincrònicament a l'emplaçament de les làmines encavalcants a les parts externes del sistema, a les parts més internes es van desenvolupar processos extensius lligats, en aquest cas, a la formació de la Conca Tirreniana (HORVATH i BERCKHEMER, 1982). L'inici d'aquesta fracturació extensiva, que es manifesta principalment per falles normals lístriques inclinades cap a l'W (LAVECCHIA et al., 1984; LAVECCHIA, 1988), s'ha datat com miocena superior (ELTER et al., 1975), encara que hi ha autors (KNOTT, 1988) que afirmen que aquesta ja va començar al Miocè inferior. De la mateixa manera que succeeix en el Sistema Bético-balear i Magrèbide, al llarg del Pliocè i Pleistocè, les estructures extensives han anat migrant centrípetament, afectant cada vegada zones més externes de la serralada (BARTOLINI et al., 1982; CELLO et al., 1982).

ALPS

D'aquesta serralada que va des de Còrsega fins als Càrpats, només en donarem un breu resum de les característiques de les seves parts més occidentals (Alps occidentals i Còrsega). L'estructura dels Alps occidentals ve donada per dos conjunts arquejats: un conjunt extern o helvètic i un conjunt intern o penínic.

La zona externa presenta dos nivells ben diferenciats: el sòcol estructurat en un conjunt de làmines encavalcants que localment encavalquen el Mesozoic, i una potent cobertura meso-cenozoica estructurada en grans encavalcaments dirigits cap l'W i S, que estan desenganxats a nivell del Triàsic o del Callovià-Oxfordià. La zona interna està estructurada en un complex apilament d'unitats encavalcants formades per materials del sòcol hercinià i de la cobertura carbonàtica mesozoica (tall b-b', fig. 11). A Còrsega i en alguns sectors occidentals, aquesta zona inclou unitats encavalcants constituïdes per dipòsits provinents de l'antic oceà mesozoic del Tetis (ofiolites i flyschs); l'anàlisi microestructural de les quals (MATTAUER *et al.*, 1977; HARRIS, 1985) mostra que aquestes es van desplaçar inicialment cap l'W i després en sentit contrari cap l'E.

L'estructuració compressiva dels Alps occidentals tingué lloc des del Cretaci fins al Pliocè, amb un màxim de paroxisme tangencial desenvolupat durant l'Oligocè i el Miocè. L'emplaçament de les ofiolites, a l'illa de Còrsega, s'ha atribuït tradicionalment a l'Eocè superior-Oligocè (HARRIS, 1985).

I-4.2.2: Conques

CONCA LIGURO-PROVENÇAL

Es denomina Conca Liguro-provençal al segment actual de la Mediterrània occidental situat entre la costa provençal i les illes de Còrsega, Sardenya i Menorca (fig. 3). Dins de la Conca Liguro-provençal s'han diferenciat tradicionalment dues subconques separades per una zona de falla transformant NW-SE (LE DOUARAN *et al.*, 1984): el golf de Lleó, situat a l'oest, i el golf de Gènova o mar Lìgur, a l'est.

Les dades sismològiques (SOURIAU-THEVENARD, 1978), de sísmica de refracció (FAHLQUIST i HERSEY, 1969; RECQ *et al.*, 1979; LE DOUARAN *et al.*, 1984) i de reflexió profunda (DeVOOGD *et al.*, 1991), així com, parcialment, les gravimètriques (ALLAN i MORELLI, 1971; MORELLI *et al.*, 1975) i magnètiques (LE BORGNE i LE MOUEL, 1971; VOGT *et al.*, 1971; BAYER *et al.*, 1973; GALDEANO i ROSSIGNOL, 1977a; BURRUS, 1984), mostren que la Conca Liguro-provençal se situa en una àrea caracteritzada per presentar una litosfera i una escorça considerablement aprimades (figs. 11 i 12). I és en tal mesura aprimada, que d'aquestes dades geofísiques s'ha deduït (BURRUS, 1984) que si bé en els marges de la conca l'escorça és continental, cap al centre de conca i de forma gradual aquesta passa a ser clarament de tipus oceànic (fig. 13). La presència d'escorça oceànica ha estat igualment postulada (BELLAICHE *et al.*, 1979; BELLON *et al.*,

1985) a partir del reconeixement, mitjançant sondatges, de roques volcàniques miocenes correlacionables amb les que actualment s'observen a les àrees oceàniques (basalts en fàcies metamòrfica d'esquistos verds).

Aquest aprimament, iniciat en l'Oligocè (ARTHAUD *et al.*, 1981), queda enregistrat a les parts superiors de l'escorça superior per una estructuració clarament extensiva en la que s'hi diferencien (fig. 13): a) unes àrees marginals (plataformes provençal i corso-sarda) estructurades en un complex sistema de horst i grabens limitats per falles normals de gran salt, i b) unes àrees centrals lleugerament estructurades amb abundants manifestacions volcàniques.

Quant al rebliment de la conca, aquest està format per una potent sèrie sedimentaria d'uns 5 a 7 km (FAHLQUIST i HERSEY, 1969; MAUFFRET *et al.*, 1973) que localment pot arribar a superar els 8 km (LE DOUARAN *et al.*, 1984). En aquesta sèrie, es diferencien 4 grans seqüències (MONTADERT *et al.*, 1970; MAUFFRET *et al.*, 1973; MONTADERT *et al.*, 1978; MAUFFRET *et al.*, 1981; REHAULT *et al.*, 1984) que es poden agrupar en: a) una sèrie inferior sinrift, oligo-aquitanià, formada per dipòsits clàstics continentals i/o de plataforma (CRAVATTE *et al.*, 1974; HSÜ *et al.*, 1978) amb un gruix molt variable (0-5000 m), i b) una sèrie postrift, constituïda per dues seqüències de dipòsits clàstics deltaics -àrees marginals- i turbidítics de con submarí -àrees centrals-, entre les que s'intercala, a les parts central de la conca, una tercera seqüència formada per evaporites d'edat messiniana.

A partir d'aquestes dades, es diferencien dues fases (BURRUS, 1984; REHAULT *et al.*, 1984; LE PICHON, 1984) a l'evolució neògena de la conca: una primera fase de rifting desenvolupada entre el Catià i l'Aquitanià, i una segona fase d'acreció oceànica aquitano-burdigaliana que estaria relacionada amb la rotació sinistral del Bloc Corso-sard (hipòtesi ja formulada per ARGAND, 1924 i desenvolupada per BAYER *et al.*, 1973; BIJU-DUVAL *et al.*, 1978a,b; BURRUS, 1984; REHAULT *et al.*, 1984; BURRUS *et al.*, 1987; entre d'altres).

CONCA NORD-AFRICANA

La Conca Nord-africana inclou el conjunt de conques extensives situades dins de l'arc que formen els sistemes d'encavalcaments Bético-balear i Magrèbide (fig. 3). Dins d'aquesta conca s'hi diferencien dues subconques profundes limitades per un llinar orientat WSW-ENE: la conca de la mar d'Alborán i la Conca Algeriana. El caràcter profund d'ambdues conques queda ben reflectit per la potència del seu rebliment que supera els 4 km a la conca de la mar d'Alborán (MULDER, 1973; AUZENDE *et al.*, 1975) i els 7 km a l'Algeriana (FINETTI i MORELLI, 1973).

A diferència de la resta de conques de la Mediterrània occidental, l'estructura de la Conca Nord-africana és poc coneguda. Les dades de sísmica, tant de reflexió (BOURCART, 1960-62; GIERMANN *et al.*, 1968; MAUFFRET *et al.*, 1972; MULDER, 1973; DILLON *et al.*, 1980) com de refracció (RITSEMA, 1969; HATZFELD i BOLOIX, 1976; BANDA *et al.*, 1983; MEDIALDEA *et al.*, 1986), semblen indicar que la Conca Nord-africana correspon a una àrea amb l'escorça molt prima,

estructurada en un sistema complex de horsts i grabens orientats preferentment ENE-WSW i ~~WNW~~ NW-ESE (fig. 14). Aquests estudis mostren també que els marges d'aquestes conques estan formats per falles de grans dimensions que presenten desplaçaments normals superiors als 4-5 km. Un clar exemple d'aquest tipus de falla, tal com pot observar-se a la fig. 15, seria la falla Émile Baudot situada al SE de Mallorca (RYAN, 1969; MAUFFRET, 1976). El moviment extensiu d'aquestes falles marginals s'hauria generat durant el Miocè superior o Pliocè (WEILER i STANLEY, 1973) i hauria perdurat fins l'actualitat. Quant al tipus d'escorça, només es disposa de dades puntuals. Així HINZ (1973) mostra que al sud de les Balears l'escorça presenta afinitats sísmiques oceàniques, mentre que els perfils realitzats a la mar d'Alborán (WORKING GROUP, 1978) mostren que aquest es disposa sobre una escorça continental molt aprimada.

La manca de sondatges que atravessin tot el rebliment de la conca, fa que actualment sigui difícil de determinar l'edat en què es va iniciar la formació de la Conca Nord-africana. En tal sentit, mentre la presència dins del rebliment de la conca d'una potent sèrie (4800 m) premessiniana (FINETTI i MORELLI, 1973) que es disposa fossilitzant l'edifici compressiu miocè inferior de les Balears (MAUFFRET *et al.*, 1972) i roques metamòrfiques del Miocè mitjà a l'oest d'Alborán (HSÜ i RYAN, 1973), sembla indicar que la formació de la Conca Nord-africana va iniciar-se, com a mínim a les seves parts més externes, a partir del Serraval·lià -Miocè mitjà- (MULDER i PARRY, 1977); la presència de Burdigalià superior a la base d'alguns sondatges situats al nord d'Algèria (BUROLLET *et al.*, 1978) i al sud de la costa andalusa (COMAS i JURADO, 1990) suggereix que el desenvolupament de la conca s'hauria pogut iniciar a les parts més internes en el Miocè inferior.

Del conjunt d'aquestes observacions es dedueix (BIJU-DUVAL *et al.*, 1978b) que la formació de la Conca Nord-africana va ser sincrònica amb l'emplaçament dels encavalcaments de les zones més externes dels sistemes Bètico-balear i Magrèbide.

CONCA TIRRENIANA

De forma triangular, allargada cap a la Calàbria, la Conca Tirreniana és limitada pel Bloc Corso-sard a l'oest, Sicília pel sud i per la Península Italiana a l'est (figs. 2 i 15). Amb una batimetria en alguns punts superior als 3500 m, aquesta conca se situa sobre una àrea on l'escorça és molt prima (FINETTI i MORELLI, 1973; STEINMETZ *et al.*, 1983; RECQ *et al.*, 1984) i, localment, amb velocitats sísmiques similars a les de zones oceàniques a les seves parts centrals (FAHLQUIST i HERSEY, 1969). En aquest sentit, diverses campanyes de dragatges i sondatges (DIETRICH *et al.*, 1977; BARBIERI *et al.*, 1978; LEG 107, 1986; KASTENS *et al.*, 1988) han mostrat que a les parts centrals de la conca hi ha dues cubetes amb àmplies extensions de basalts d'afinitat oceànica disposats directament sobre peridotites del mantell (LEG 107, 1986).

Formada en el Miocè superior (BOCCALETTI i GUAZZONE, 1972; ELTER *et al.*, 1975; SCANDONE, 1979), la Conca Tirreniana presenta un estructura força complexa, resultat de la interacció de fenòmens magmàtics de gran extensió espacial i temporal (BELLON i LETOUZEY, 1977; SAVELLI, 1988), i d'una tectònica extensiva i direccional (REHAULT *et al.*, 1987). Consisteix, a gran

trets, en un conjunt de gran edificis volcànics desenvolupats en un extens sistema de horsts i grabens, paral·lels a la traça dels Apenins (NNW-SSE a NE-SW), limitats i desplaçats per un seguit de falles transformats NW-SE (MOUSSAT, 1983). Durant el Neogen superior, aquesta estructuració -i les manifestacions magmàtiques (CIVETTA *et al.*, 1978; SAVELLI, 1988)- van anar migrant de NW a SE (LAVECCHIA, 1988), de tal manera que mentre a les parts més occidentals de la conca (àrees pròximes al Bloc Corso-sard) l'estructuració va tenir lloc en el Tortonian (REHAULT *et al.*, 1990), a les àrees més meridionals i orientals aquesta no es va produir fins el Pliocè-Pleistocè (CELLO *et al.*, 1982).

I-4.2.3: Blocs o microplaques

BLOC CORSO-SARD

Aquest bloc, allargat en direcció N-S i format per les illes de Còrsega i Sardenya amb els seus respectius marges continentals, constitueix el límit entre les conques Liguro-provençal i Tirreniana. Des del punt de vista geològic (fig. 17), s'hi diferencien dos dominis: un domini fortament tectonitzat durant l'orogènia alpina (NE de Còrsega -vegeu apartat Alps-), i un domini on les estructures contractives alpines hi són absents (resta de Còrsega i Sardenya).

El domini extra-alpí està constituït, principalment, per roques sedimentàries paleozoiques afectades per l'orogènia herciniana i granits tardihercinians. A Sardenya, sobre el sòcol hercinià es disposa una cobertura mesozoica de caràcter nerfíic poc potent. A partir de l'Oligocè (CHERCHI i MONTADERT, 1982), aquests materials es presenten afectats per estructures extensives acompanyades d'importants manifestacions volcàniques (fig. 17). Dins d'aquesta situació extensiva, que ha perdurat fins a l'actualitat, poden diferenciar-se tres períodes (LETOUZEY *et al.*, 1982; CHERCHI i TRÉMOLIERES, 1984): De l'Oligocè mitjà a l'Aquitanià es formà, a les parts occidentals del bloc un extens sistema de horsts i grabens orientats N-S acompanyats per importants manifestacions volcàniques calcoalcalines de tipus andesític i ignimbríic (SAVELLI *et al.*, 1979). En el període comprès entre l'Aquitanià i Pliocè, l'activitat tectònica i volcànica s'esmoreeix considerablement. I per últim, del Pliocè al Pleistocè es produeix una reactivació de l'activitat tectònica extensiva, principalment, al sud i est de Sardenya, acompanyada d'un volcanisme (menys desenvolupat) que passà a ser de tipus alcalí (BECCALUVA *et al.*, 1985).

Els estudis paleomagnètics (EDEL, 1980; MONTIGNY *et al.*, 1981) i microestructurals (MATTAUER, 1973; ARTHAUD i MATTE, 1977) han posat de manifest que la posició actual del Bloc Corso-sard està lligada a l'obertura de la Conca Liguro-provençal. S'observa que sincrònicament amb el desenvolupament dels processos extensius que van generar la Conca Liguro-provençal, el Bloc Corso-Sard es va desplaçar respecte a Europa segons un moviment de rotació sinistre. L'edat i magnitud d'aquesta rotació, i conseqüentment de l'obertura de la Conca Liguro-provençal, s'ha pogut determinar a partir de l'anàlisi paleomagnètica de roques volcàniques de Sardenya (EDEL, 1980; MONTIGNY *et al.*, 1981). D'aquesta anàlisi se'n dedueix una rotació d'uns 25 a 30° que es va produir en un lapse de temps molt breu (prop de 3 Ma) en el límit Aquitanià-Burdigalià.

I-4.3: MECANISMES DE FORMACIÓ DE LES CONQUES DE LA MEDITERRÀNIA OCCIDENTAL

De les dades presentades, s'observa que tot el conjunt de conques extensives de la Mediterrània occidental es caracteritzen principalment per: a) presentar una escorça prima de tipus continental o fins i tot oceànica; b) localitzar-se (a excepció de la Conca Liguro-provençal) a les parts internes de sistemes d'encavalcaments disposats en forma d'arc al voltant de la conca; c) desenvolupar-se sincrònicament amb l'emplaçament d'unitats encavalcants a les parts externes dels cinturons orogènics que les voregen o, en el cas de la Conca Liguro-provençal, a la rotació del Bloc Corso-sard.

Per tal d'explicar la gènesi d'aquestes conques de la Mediterrània, s'han proposat una gran diversitat d'hipòtesis que poden resumir-se en tres grans grups:

Explicacions que privilegien la tectònica vertical

Aquests models intenten explicar la formació de les conques per processos tant d'origen mantèlic com litosfèric que haurien produït primer l'aixecament o engruiximent de l'àrea ocupada per les conques i posteriorment el seu col.lapsament i aprimament. Entre aquests models cal diferenciar els que impliquen aprimament sense extensió i aquells en què aquest va acompanyat d'una estructuració extensiva de l'escorça superior.

Aprimament sense extensió:

Seguint les idees prèvies de KLEMME (1958) i HERSEY (1965), VAN BEMMELEN (1969, 1973) suggereix que les conques neògenes de la Mediterrània occidental són el resultat de l'ascens de roques bàsiques a ultrabàsiques del mantell que donen lloc, primer a l'aixecament de l'àrea ocupada per la conca, i posteriorment el seu col.lapse. Aquest últim procés tindria lloc pel reajustament isostàtic que es produiria en refredar-se les roques intruïdes del mantell. Posteriorment, STORETVEDT (1973) considerà que l'aixecament hauria estat causat per la rotació sinistra d'Ibèria que hauria provocat un abombament compressiu a l'àmbit mediterrani.

En aquests models (desenvolupats posteriorment per SELLI, 1974; WEZEL, 1978; SMITH i WOODCOCK, 1982; WEIJERMARS, 1985 -fig. 18-; entre d'altres) els cinturons d'encavalcaments que voregen les conques s'haurien format com a resultat de processos gravitacionals originats pel desenganxament de la cobertora durant la fase inicial d'aixecament cortical (fig. 17).

Un altre model que proposa que les conques són el resultat d'un aprimament cortical sense generació d'estructures extensives correspon al proposat per LAUBSCHER (1971). Segons aquest model (desenvolupat en LAUBSCHER i BERNOULLI, 1977) l'aprimament resultaria d'un procés de substitució física de l'escorça inferior per materials del mantell superior.

Aprimament amb extensió:

Entre aquests models destaquen els de VOGT *et al.* (1971), BAYER *et al.* (1973) i el més recent de DEWEY (1988).

Els dos primers segueixen, a grans trets, les pautes dels models de GLANGEAUD (1951; 1970), qui proposava que l'actual configuració de la Mediterrània ve donada per la presència de cel·les convectives en el mantell, les quals originen, per un efecte d'arrossegament, el desplaçament lateral de diversos blocs corticals (fig. 19). Concretament, VOGT *et al.* (1971) i BAYER *et al.* (1973), postulen que les conques cenozoïques de la Mediterrània occidental s'haurien originat a partir de la presència de zones d'expansió oceàniques -dorsals oceàniques- (fig. 20).

Per contra, el model de DEWEY (1988) proposa que el mecanisme inductor de la formació d'algunes conques de la Mediterrània és el col·lapsament extensiu generat com a conseqüència de la compensació isostàtica i reequilibri tèrmic a les zones on l'escorça hauria estat prèviament engruixida per l'apilament de làmines encavalcants. Segons aquest model (advocat també per PLATT i VISSERS, 1989, i DOBLAS i OYARZUN, 1989), la formació de les conques Nord-africana i Tirreniana seria posterior respectivament a l'estructuració principal dels sistemes d'encavalcaments Bètico-balear-magrèbide i dels Apenins.

Explicacions basades en els models de conques marginals de tipus pacífic

La interpretació de les conques neògenes de la Mediterrània occidental, en termes de conca marginal (en el sentit de KARIG, 1971) és deguda independentment a BOCCALETTI i GUAZZONE (1972) i AUZENDE *et al.* (1973). En aquest model, d'àmplia acceptació (DEWEY *et al.*, 1973; ALVAREZ *et al.*, 1974; BIJU-DUVAL *et al.*, 1976; BERCKHEMER, 1977; BANDA i CHANNELL, 1979; HORVATH i BERCKHEMER, 1982; MALINVERNO i RYAN, 1986; REHAULT *et al.*, 1987; entre d'altres), les conques neògenes s'haurien format pels desequilibris tèrmics originats per la progressiva subducció de l'antic oceà del Tetis sota la placa euroasiàtica (fig. 21). Aquests desequilibris haurien donat lloc, sota les àrees actualment ocupades per les conques, a una ascensió mantèl·lica que, a nivell d'escorça, hauria generat el desenvolupament de processos extensius i, eventualment, la formació d'escorça de tipus oceànic. En aquests models, els edificis d'encavalcaments es disposarien a les àrees adjacents a la subducció, on dominarien els processos compressius causats per la fricció entre les plaques i, arribat el cas, per la col·lisió entre aquestes.

Explicacions basades en la deformació rígid-plàstica de les masses continentals preexistents

Aquest model, encara que s'inscriu en una línia de treball iniciada per ARGAND (1924) i desenvolupada posteriorment per altres autors tals com CAREY (1958), ANDRIEUX *et al.* (1971) o HSÜ (1971), ha estat postulat bàsicament per BRUNN (1976) i TAPPONNIER (1977). A grans trets aquest model (postulat també per d'altres autors, tals com SCANDONE, 1979 i MANTOVANI *et al.*, 1985), proposa que l'estructuració actual de la Mediterrània és deguda a la redistribució horitzontal de

masses continentals que produeix la convergència i col·lisió entre Àfrica i Euràsia. Aquesta redistribució, segons TAPPONNIER (1977) -fig. 22-, es realitzaria a partir de processos de "écrasement, poinçonnement" i d'expulsió lateral, tots ells susceptibles de crear arcs d'encavalcaments i conques de rera-arc (en el sentit de HORVARTH et al., 1981). A diferència dels models anteriors, en aquest el mantell juga un paper clarament passiu.

I-5: LA CONCA CATALANO-BALEAR. DADES PRÈVIES

En el marc regional descrit, la Conca Catalano-balear forma part del conjunt de conques desenvolupades a la Mediterrània occidental sincrònicament amb l'apropament de les plaques africana i euroasiàtica.

La Conca Catalano-balear és una conca oberta cap al NE, situada entre la Serralada Ibèrica-Cadenes Costaneres Catalanes i el Sistema Bètico-balear (vegeu apartat I- 4.1). Aquesta conca, originada en el trànsit Paleogen-Neogen, presenta certes característiques estructurals que la diferencien de la resta de conques de la Mediterrània occidental. Entre elles, destaca la marcada assimetria entre els seus marges continentals emergits; així, mentre el marge nordoccidental (Pirineus i Serralada Ibèrica-Cadenes Costaneres Catalanes) ve regit durant la formació de la Conca Catalano-balear per una tectònica extensional, el marge sudoriental o balear (Sistema Bètico-balear) mostra una estructura dominada per encavalcaments dirigits cap al NW.

Donat que en la seva major part la Conca Catalano-balear es troba submergida, el seu estudi no es va començar a abordar fins el desenvolupament de les tècniques d'estudi de geologia marina (anys 60). Des de llavors, donat l'interès científic de l'àrea per conèixer millor l'evolució de la Mediterrània, s'han dut a terme gran nombre de campanyes d'investigació marina que han aportat gran quantitat de dades sobre l'estructura del solc de València. A més, a aquestes dades, cal afegir-hi les generades pel descobriment, a principis dels anys 70, de diversos jaciments de petroli a la part occidental de la conca (sondatges i línies sísmiques principalment) que han permès de conèixer millor l'estructura del solc de València.

A continuació i a forma d'antecedents, exposarem breument les principals característiques de l'estructura litosfèrica de la Conca Catalano-balear i del rebliment sedimentari de la part submergida de la conca. Diferenciarem les dades obtingudes amb estudis geofísics i les provinents dels estudis geològics (en els que s'inclouen els resultants del mostratge de roques situades en l'àrea submergida de la conca).

I-5.1: LES APORTACIONS DE LA GEOFÍSICA

Els estudis geofísics realitzats en els darrers 20-25 anys han aportat un conjunt de dades fonamentals per a comprendre no tan sols l'estructura litosfèrica del solc, sinó també les característiques estructurals i estratigràfiques dels materials que el rebleixen. Així, es pot diferenciar un conjunt de dades (sísmica de refracció, gravimetria, magnetisme i flux de calor) que aporten informació sobre l'estructura litosfèrica de la regió de la Conca Catalano-balear, i un altre conjunt (sísmica de reflexió, principalment) que informa sobre les característiques del rebliment de la conca.

I-5.1.1: Estructura litosfèrica de la Conca Catalano-balear

Una de les aportacions més important de la geofísica ha estat el posar de manifest la poca profunditat a què es troba la discontinuïtat de Mohorovitch sota de l'àrea ocupada per la Conca Catalano-balear. Aquest fet, reconegut ja en els primers treballs de sísmica de refracció, queda ben reflectit no només en aquesta, sinó també en les mesures gravimètriques, magnètiques i de flux de calor dutes a terme en la Conca Catalano-balear.

SÍSMICA DE REFRACCIÓ

Encara que els primers experiments de sísmica de refracció corresponen a FAHLQUIST i HERSEY (1969) i MOSKALENKO i SHIMKUS (1971), no va ser fins a la realització del perfil ANNA II (HINZ, 1972, 1973; GOBERT *et al.*, 1972) en què es va determinar la profunditat de la Moho a l'eix del solc. En la interpretació d'aquest perfil, localitzat al N de Mallorca, els autors situen la Moho a 13-15 km de profunditat i constaten que aquesta discontinuïtat separa una escorça de tipus continental (velocitats de les ones P entre 5.9 i 6.3 km/s) d'un mantell superior amb una velocitat d'ones P relativament baixes (6.7-7.5 km/s). Posteriorment, a partir de diferents campanyes sísmiques realitzades en la conca (fig. 23), MARTÍN i SURINACH (1988), DAÑOBEITIA *et al.*, (1990a), GALLART *et al.* (1990) i DAÑOBEITIA *et al.*, (en premsa), han anat confirmant aquest aprimament de l'escorça de la part central de la conca, al mateix temps que han constatat un augment progressiu del gruix de l'escorça al llarg de l'eix de la conca cap al SW. També han constatat un augment progressiu de les velocitats de les ones P en el mantell superior en la mateixa direcció. L'escorça que presenta un gruix d'uns 10-12 km entre Barcelona i Mallorca passa a ser d'uns 14-18 km a la transversal de Castelló i Eivissa, alhora que la velocitat del mantell superior s'incrementa de 7.5-7.7 km/s a 7.9 km/s.

Si bé prèviament HINZ (1973), de l'anàlisi de dos perfils situats en els marges de l'illa de Mallorca (ANNA II i ANNA III), havia interpretat el Promontori Balear com una zona amb l'escorça poc aprimada situada entre les àrees força més aprimades del solc de València (9 km) i la Conca Algeriana (5 km), la primera interpretació acurada de l'estructura cortical del Promontori Balear correspon a BANDA *et al.*, (1980). A partir de mesures realitzades longitudinalment al llarg del promontori (fig. 23), aquests autors observen que aquest se situa: 1) sobre un sector on la Moho mostra

una profunditat variable entre els 18 km (Menorca) i els 25 (Mallorca) i, 2) igual que la part central del solc de València, en una àrea on el mantell superior presenta velocitats anòmalament baixes ($v_p = 7.7$ km/s). Recentment, BANDA *et al.* (1990) i DAÑOBEITIA *et al.* (en premsa) han precisat encara més l'estructura cortical sota l'illa de Mallorca, en reconèixer que si bé sota l'illa el gruix cortical varia de 23 a 28 km, aquest disminueix ràpidament cap a les conques Catalano-balear i Algeriana. Els mateixos autors assenyalen la presència d'una possible discontinuïtat intracortical situada a uns 16 km de profunditat.

Pel que fa al marge ibèric de la Conca Catalano-balear, els estudis de sísmica de refracció realitzats -fig. 23- (BANDA *et al.*, 1980; GALLART *et al.*, 1980; DAIGNIÈRES *et al.*, 1982; GALLART *et al.*, 1984; ZEYEN *et al.*, 1985; MARTÍN i SURINACH, 1988; GALLART *et al.*, 1990; DAÑOBEITIA *et al.*, en premsa) mostren un aprofundiment de la Moho des de l'eix del solc (13-17 km) fins els 30-35 km sota la conca de l'Ebre i els 50 km sota els Pirineus. La geometria d'aquest aprofundiment de la Moho és diferent a la part NE (Cadenes Costaneres Catalanes i Pirineus) de la SW del marge ibèric (acabament sudoccidental de la Cadena Ibèrica). Així, mentre al SW la Moho s'aprofundeix gradualment i amb un pendent relativament suau en direcció a l'interior de la microplaca ibèrica (ZEYEN *et al.*, 1985; MARTÍN i SURINACH, 1988; GALLART *et al.*, 1990), al NE del marge ibèric de la conca, l'engruiximent de l'escorça de l'eix de la conca té lloc, principalment, al llarg d'una estreta banda d'uns 40-50 km d'amplada localitzada més o menys a l'alçada actual de la costa (DAIGNIÈRES *et al.*, 1982; GALLART *et al.*, 1990). De la mateixa forma que en la resta dels sectors afectats per l'aprimament cortical, en molts sectors del marge ibèric (GALLART *et al.*, 1984; ZEYEN *et al.*, 1985; GALLART *et al.*, 1990), l'escorça es disposa sobre un mantell anòmal ($v_p = 7.5-7.9$ km/s) que desapareix gradualment cap a l'interior de la Península Ibèrica (GALLART *et al.*, 1990).

SÍSMICA DE REFLEXIÓ

Recentment, durant la realització de la campanya Valsis-I, s'han dut a terme diferents experiments de sísmica de reflexió -fig. 24- (ESP i línies de sísmica de reflexió de gran penetració) que han permès de conèixer amb més detall l'estructura cortical del solc de València. La interpretació d'aquestes dades (PASCAL *et al.*, 1990; WATTS *et al.*, 1990a,b; MAUFFRET *et al.*, en premsa; PASCAL *et al.*, en premsa; TORNÉ *et al.*, en premsa) confirma la presència, sota les parts més profundes de la conca, d'una escorça continental atenuada (Moho a 13-16 km) que es disposa sobre un mantell amb una velocitat d'ones P anòmalament baixa (7.2-7.5 km/s a 7.8 km/s). En les àrees marginals de la conca, les dades recollides mostren que mentre l'aprofundiment de la Moho en el marge ibèric és ràpid i pronunciat (passa de 18 km aprop de Barcelona a 35 km sota la conca de l'Ebre), en el marge nord-balear és molt més suau (fig. 25); en ambdós marges s'observa que el mantell superior presenta, encara, velocitats anòmalament baixes ($v_p = 7.8$ km/s).

GRAVIMETRIA

La superficialitat de la Moho en la Conca Catalano-balear queda igualment confirmada pels estudis de gravimetria (MORELLI *et al.*, 1975 i HAXBY, 1983; i parcialment pels d'IGME, 1981, CARBÓ, 1982 i CASAS *et al.*, 1987). En efecte, les dades gravimètriques (fig. 26) mostren que la Conca Catalano-balear es disposa sobre una àrea caracteritzada per presentar: a) una anomalia de Bouguer positiva, els màxims de la qual se situen al llarg de l'eix de la conca (de +160 mGal -zones NE- a +90 mGal -zones SW-); i, b) les isoanomalies de Bouguer paral·leles a la línia de costa ibèrica i a la línia batimètrica de 200 m del Promontori Balear.

Aquestes dades indiquen la presència, sota la Conca Catalano-balear, d'un material de densitat superior al de l'escorça continental, que pot ser justificada per una posició superficial de la Moho (i per tant dels materials més densos del mantell superior). Cal destacar que, partint de les dades de sísmica de refracció i reflexió, recents modelitzacions gravimètriques en 2(1/2)D d'un perfil transversal al solc de València (TORNÉ, 1988; TORNÉ i BANDA, 1988; TORNÉ *et al.*, en premsa) mostren l'existència d'un excés de massa sota l'eix del solc de València. Els autors suggereixen que aquest excés de massa podria relacionar-se amb la presència d'una zona de transició entre l'escorça inferior i el mantell superior, que se situaria entre 13 i 27 km de profunditat.

FLUX DE CALOR

Els primers treballs sobre termalisme de la Conca Catalano-balear publicats corresponen a ALBERT (1979) i CERMAK i HURTIG (1979). Aquests autors, a partir de mesures de temperatura i prenent una conductivitat tèrmica standart de $2.1 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, van proposar la presència en els marges de la Conca Catalano-balear d'amplis sectors amb valors de flux de calor elevats. Posteriorment, les primeres mesures de conductivitat tèrmica realitzades a l'àrea -fig. 27- (FOUCHER *et al.*, 1989, en premsa; FERNÁNDEZ, 1990; FERNÁNDEZ i CABAL, en premsa), no només han confirmat l'existència de fluxs tèrmics relativament elevats sota la Conca Catalano-balear, sinó que a més han mostrat l'existència de dos tipus d'anomalies tèrmiques diferents:

1) Anomalies de llarga longitud d'ona. Ben desenvolupades al llarg de la part central de la conca, aquestes anomalies, amb valors variables entre 65 i 90 mW/m^2 , reflecteixen l'estructura litosfèrica de l'àrea (FOUCHER *et al.*, 1989; en premsa). En tal sentit, FERNÁNDEZ *et al.* (1990a) proposen, a partir d'aquests valors, un gruix litosfèric de només 50 Km pel solc de València.

2) Anomalies de baixa longitud d'ona. Localitzades preferentment en els marges de la conca, aquest tipus d'anomalies mostren uns valors molt més variables (entre 49 i 114 mW/m^2) i reflecteixen processos tèrmics desenvolupats a les parts més superficials de l'escorça, tals com emissions volcàniques d'edat recent o circulació de fluids per les sèries sedimentàries de rebliment de la Conca Catalano-balear (FERNÁNDEZ i BANDA, 1989; FERNÁNDEZ *et al.*, 1990b).

MAGNETISME

Les característiques magnètiques de la Conca Catalano-balear són ben conegudes gràcies als nombrosos treballs realitzats tant per institucions científiques com per les diferents companyies petroleres que han operat a l'àrea. Encara que els primers treballs (VOGT *et al.*, 1971; BAYER *et al.*, 1973) ja van permetre observar, si bé parcialment, els principals trets de l'estructura magnètica de la Conca Catalano-balear, no va ser fins al treball de GALDEANO i ROSSIGNOL (1977b) en què aquesta va quedar ben definida (fig. 28). Aquests autors, a partir de l'anàlisi d'un mapa aeromagnètic que resum les dades magnètiques disponibles, distingeixen dues províncies magnètiques dins de la regió de la Conca Catalano-balear: 1) el Promontori Balear, caracteritzat per una escorça continental que presenta anomalies magnètiques de baixa amplitud, i 2) el solc de València, amb anomalies de curta longitud d'ona i altes amplituds (valors localment superiors a 500 nT) que es disposen generalment segons una direcció paral·lela a l'eix de la conca (GALDEANO i ROSSIGNOL, 1977b; CASSANO, 1990). Posteriorment, CASSANO (1990) defineix una tercera província orientada NW-SE situada entre les conques Catalano-balear i Liguro-provençal; en aquesta província, de característiques magnètiques similars a les de la Conca Catalano-balear, les anomalies s'orienten predominantment NW-SE.

Les anomalies de curta longitud d'ona i alta amplitud es vinculen, generalment, a materials ignis de caràcter bàsic injectats durant el Neogen. La presència d'aquests cossos volcànics ha estat, en molts casos, posteriorment confirmada tant per sondatges (RYAN *et al.*, 1973a; LANAJA, 1987) com per dragatges (BELLAICHE *et al.*, 1974; MAUFFRET, 1976).

TOMOGRAFIA

Fins a l'actualitat els únics treballs de tomografia han estat els realitzats per SPAKMAN (1986, 1990). A partir de l'anàlisi de les velocitats de les ones P i per comparació amb el model teòric de Jeffreys-Bullen sobre variació de la velocitat en funció de la profunditat, Spakman reconeix la presència en el mantell superior d'un cos litològic de velocitats altes que des d'Àfrica s'enfonsa cap al nord (fig. 29). Aquest cos, Spakman la interpreta com escorça oceànica (probablement d'edat mesozoica) subduïda durant el Cenozoic com a conseqüència de la convergència entre Euràsia i Àfrica.

ANÀLISI D'ONES SÍSMIQUES SUPERFICIALS

El coneixement actual de l'estructura del mantell superior a l'àmbit de la Mediterrània occidental prové principalment de l'anàlisi de les ones sísmiques superficials. Els diversos treballs regionals sobre la dispersió d'ones sísmiques realitzats en la Mediterrània occidental (BERRY i KNOPOFF, 1967; PAYO, 1967, 1969; PAYO i RUIZ DE LA PARTE, 1974; PANZA *et al.*, 1980; CALCAGNILE i SCARPA, 1985; MARILLIER i MUELLER, 1985) han posat de manifest la presència de fortes heterogeneïtats en el mantell superior. Concretament a l'àrea de la Conca Catalano-balear (fig. 30),

MARILLIER i MUELLER (1985) reconeixen un mantell superior amb heterogeneïtats laterals amb característiques similars a les del d'un sistema de rift continental. Els mateixos autors, mitjançant l'anàlisi de les ones sísmiques superficials, proposen un gruix litosfèric de 90 km pel solc de València i el Promontori Balear, el qual disminuiria gradualment cap a la Conca Algeriana on només seria de 60 km.

I-5.1.2: Estructura del rebliment meso-cenozoic de la Conca Catalano-balear

L'estudi de l'estructura del rebliment sedimentari de la Conca Catalano-balear, donat que aquest es troba en la seva major part submergit, s'ha dut a terme essencialment mitjançant la combinació de les dades obtingudes de les observacions realitzades a les parts emergides de la conca, dels sondatges, i dels perfils de sísmica de reflexió tant d'alta com de baixa resolució.

Com que l'estudi de l'estructura de la Conca Catalano-balear constitueix un dels objectius principals de la present memòria, moltes d'aquestes dades seran repeses i desenvolupades en posteriors capítols. Així, en aquest apartat, ens limitarem a donar tan sols un breu resum de les dades geofísiques (sísmica de reflexió) existents que aporten informació sobre l'estructura del rebliment del solc.

SÍSMICA DE REFLEXIÓ

L'anàlisi sísmica de l'estructura de la Conca Catalano-balear es troba limitada, gairebé exclusivament, a la seva part submergida (solc de València). Es va iniciar amb les campanyes de HERSEY (1965), GLANGEAUD (1966), LEENHARDT *et al.* (1969) i ALINAT *et al.* (1970) efectuades a principis i mitjans dels anys 60. Des de llavors, el coneixement sísmic d'aquesta àrea s'ha ampliat considerablement amb la realització, tant per institucions científiques com per companyies petrolieres, de nombroses campanyes de sísmica d'alta penetració (MAUFFRET i SANCHO, 1970; STOECKINGER, 1971, 1976; PAUTOT *et al.*, 1973; MAUFFRET, 1976; GARCÍA-SIÑERIZ *et al.*, 1979; i SOLER *et al.*, 1983; STAMPFLI i HÖCKER, 1989; BOUVIER *et al.*, 1990; MAILLARD *et al.*, en premsa), i de sísmica d'alta resolució i baixa penetració (MALDONADO, 1972; STANLEY *et al.*, 1974; SERRA-RAVENTÓS, 1976; ALOISI *et al.*, 1981; O'CONNELL *et al.*, 1985; DÍAZ DEL RIO *et al.*, 1986; ; ALONSO *et al.*, 1988; CANALS *et al.*, 1988; NELSON i MALDONADO, 1988; FERRAN i MALDONADO, 1990; FIELD i GARDNER, 1990; entre d'altres). D'aquestes dades, completades amb les provinents dels sondatges i dragatges duts a terme en el solc de València, es dedueix que la Conca Catalano-balear es caracteritza per presentar:

1) Una potent cobertora sedimentària en la que s'hi poden diferenciar dues macroseqüències: a) una macroseqüència prèvia a la formació de la Conca Catalano-balear (d'edat mesozoica) que localment inclou dipòsits paleogens, i b) una macroseqüència, d'edat paleògena superior-neògena, sincrònica a la formació i desenvolupament de la Conca Catalano-balear. En aquesta segona macroseqüència, en un

principi s'hi van diferenciar només 3 grans seqüències (MAUFFRET i SANCHO, 1970; AUZENDE *et al.*, 1972; i PAUTOT *et al.*, 1973): una de superior, plio-quatèrnària; una d'intermèdia, messiniana, formada per sals que lateralment passarien a una discordança angular; i d'una inferior premessiniana (fig. 31). Posteriorment, gràcies a l'adquisició per les companyies petrolieres d'una sísmica de molt més bona qualitat, s'ha subdividit la unitat inferior en diferents unitats que alguns autors (STOECKINGER, 1976; GARCÍA SIÑERIZ *et al.*, 1979; JOHNS *et al.*, 1989) han agrupat en dues seqüències. En resum, la sísmica permet de distingir en el rebliment neogen de la conca, com a mínim, quatre grans seqüències separades per discordançes regionals:

- una seqüència sinrift, dipositada en fosses estretes, que presenta una potència força variable (50-4000 m) i en la que s'hi reconeixen nombroses discontinuïtats.
- una primera seqüència postrift, disposada discordantment sobre l'anterior i que presenta en el marge ibèric una clara morfologia de marge de plataforma terrígena progradant.
- una segona seqüència postrift de caràcter evaporític, present en els sectors NE de la conca (MONTADERT *et al.*, 1978) que se subdivideix a la seva vegada en tres unitats (REHAULT *et al.*, 1985): evaporites lliades inferiors, nivell salí massís i evaporites lliades superiors.
- i una tercera seqüència postrift, que queda limitada a la base per una important discordança erosiva i que mostra característiques similars a la primera seqüència postrift. En aquesta seqüència s'han reconegut nombroses discordançes internes lligades, essencialment, a fluctuacions del nivell de la mar (CATAFAU *et al.*, 1986-87; FARRÁN i MALDONADO, 1990).

La potència d'aquest conjunt de seqüències postrift varia aproximadament entre 500 i 3000 m.

2) Una estructura en la que predominen les falles normals disposades seguint dues orientacions preferents (MAUFFRET, 1976; REHAULT *et al.*, 1985; MAILLARD *et al.*, en premsa): a) Un primer sistema dominant NW-SE que presenta associada la majoria de manifestacions volcàniques de la Conca Catalano-balear, i b) Un segon sistema NE-SW que es mostra ben desenvolupat en el marge ibèric de la Conca Catalano-balear i que dóna lloc al complex sistema de grabens i horsts d'aquest sector. Aquestes falles que s'haurien originat i desenvolupat al llarg de tot el Neogen, des del Miocè inferior, segons els autors citats, serien les responsables de l'enfonsament de la conca i de l'estructuració actual de la Conca Catalano-balear.

Encara que aquesta estructuració és acceptada per la majoria d'autors per les zones centrals i occidentals de la Conca Catalano-balear, l'estructura del marge balear és força discutida. Així, si bé inicialment MAUFFRET i SANCHO (1970) van considerar que el marge balear es presentava afectat per una tectònica contractiva alpina miocena inferior-mitjana, posteriorment els mateixos autors (MAUFFRET, 1976; MAUFFRET *et al.*, en premsa), l'interpreten com un marge clarament extensiu, desenvolupat des del trànsit Oligocè-Miocè, en el que s'hi superposa algun mantell gravitacional al NW d'Eivissa. Per la seva part i reprenent la idea inicial dels citats autors, SOLER *et al.*, (1983) han interpretat recentment la part SE de la Conca Catalano-balear com un sistema d'encavalcaments i olistostomes, dirigits cap el NW, que constituïrien la prolongació NE de les zones externes bètiques.

I-5.2: LES APORTACIONS DE LA GEOLOGIA

En aquest apartat presentem un resum dels principals resultats obtinguts pels estudis geològics duts a terme en la Conca Catalano-balear. Així, en la Conca Catalano-balear, per la seva diferent metodologia de treball, es poden diferenciar els estudis geològics realitzats a les zones emergides de la Conca Catalano-balear i els realitzats a les parts submergides (solc de València).

I-5.2.1: La geologia de les zones emergides de la conca

Tal com s'ha indicat anteriorment, la zona d'escorça litosfèrica apimada de la Conca Catalano-balear inclou no només l'àrea actualment ocupada per la Mar Catalano-balear sinó també les illes Balears i una estreta franja costanera del litoral oriental de la Península Ibèrica. En aquestes àrees, des de finals del segle passat, s'han fet gran nombre de treballs geològics, que han posat de manifest els principals trets de la seva evolució cenozoica.

Així, les àrees emergides de la Conca Catalano-balear, tal com es pot observar en la fig. 32, formen part dels sistemes d'encavalcaments Bètico-balear, del Pirineu, i del conjunt Serralada Ibèrica-Cadenes Costaneres Catalanes. Donat que les principals característiques estructurals i evolutives d'aquestes unitats ja han estat explicades anteriorment (apartat I-4.2), seguidament, exposarem només i de forma molt resumida els principals trets de l'evolució cenozoica de les àrees emergides de la Conca Catalano-balear. Així, dels diversos treballs realitzats (vegeu FONTBOTÉ *et al.*, 1989 per a referències), es dedueix que l'evolució cenozoica en aquestes àrees ve caracteritzada per quatre grans períodes:

* *Paleogen*. Durant aquest període, a conseqüència de la col·lisió Ibèria-Europa, s'originà el sistema d'encavalcaments dels Pirineus i es va produir una inversió tectònica positiva de les conques mesozoiques de l'interior de la Península que es van estructurar en sistemes d'encavalcaments (Zona d'Enllaç Serralada Ibèrica-Cadenes Costaneres Catalanes) i/o sistemes complexos de falles direccionals transpresives (Cadenes Costaneres Catalanes). A les Balears, aquest període compressiu donà lloc, en la seva part NW, a la creació de relleus que queden reflectits per la deposició de congl. al·luvials i la creació d'importants discordances angulars erosives.

* *Trànsit Oligocè-Miocè*. En el litoral peninsular (Cadenes Costaneres Catalanes, SE de la Ibèrica i zones més E dels Pirineus), la compressió paleògena va ser substituïda per una situació clarament extensiva que generà un sistema de horsts i grabens orientats de ENE-WSW a N-S. Sincrònicament al SE de Mallorca i a les Bètiques orientals van començar a emplaçar-se els encavalcaments del Sistema Bètico-balear.

* *Miocè inferior-mitjà*. Els processos compressius bètics iniciats en el període anterior a les Balears i Bètiques orientals van accentuar-se, de tal manera que durant aquest període aquestes àrees van estructurar-se en un complex sistema de plecs i encavalcaments. Al mateix temps, encara que de forma atenuada, l'estructuració extensiva del litoral peninsular va perllongar-se mitjançant el moviment normal de les falles de major magnitud.

* *Miocè mitjà - Pleistocè*. En el trànsit Languià-Serraval·lià a les illes Balears i en el Tortonià superior a les Bètiques orientals, va tenir lloc una inversió tectònica negativa. L'estructuració en plecs i encavalcaments fou substituïda pel desenvolupament d'un ampli sistema de falles normals i direccionals que van originar la compartimentació en blocs de l'edifici bètico-balear. Com a resultat, aquest període es caracteritza per un clar predomini dels processos extensius, en tot el conjunt d'àrees emergides de la Conca Catalano-balear.

I-5.2.2: La geologia de les zones submergides de la conca

Si bé l'estudi de l'evolució i estructura de les àrees submergides es realitza principalment a partir de la interpretació de la sísmica de reflexió, per a la correcta interpretació d'aquesta és necessari disposar de dades complementàries provinents del mostratge de les formacions submergides. La disponibilitat de fragments de les diferents roques que constitueixen el substrat del fons marí, permet determinar directament les litologies i edats dels materials reconeguts sísmicament, així com millorar-ne el coneixement de les característiques físiques (velocitat de propagació de les ones sísmiques, porositat, etc). Segons la tècnica emprada, poden diferenciar-se dos tipus de mostratges: les dragues i els sondatges. La diferència qualitativa principal entre elles és que mentre les primeres informen sobre les característiques litològiques del fons marí, els sondatges (on gran part de les dades són de caire geofísic -diagrames-) informen de les roques actualment enterrades.

Les mostres litològiques obtingudes en el solc de València provenen majoritàriament de la gran quantitat de campanyes de prospecció petrolera realitzades a la Conca Catalano-balear. Aquestes han permès de precisar l'edat i les diferents roques presents en el substrat del solc de València. Així, per a cadascuna de les unitats estratigràfiques reconegudes sísmicament (vegeu més amunt en el mateix apartat) s'han determinat les següents edats i composicions litològiques:

MATERIALS PREVIS A LA FORMACIÓ DEL SOLC DE VALÈNCIA:

Les característiques litològiques i cronostatigràfiques del substrat preneogen són molt més conegudes en el marge ibèric que en el marge balear i les parts centrals de la Conca Catalano-balear. Això és degut al fet que la major part dels nombrosos sondatges tant comercials com d'investigació (MALDONADO i RIBA, 1974; LANAJA, 1987; MEDIALDEA *et al.*, 1989) s'han realitzat en el marge ibèric de la conca (fig. 33). En tal sentit, en els sectors centrals i balear, la informació disponible sobre el substrat preneogen prové tan sols d'unes poques campanyes de dragatge i mostratge realitzades en el talús septentrional de Mallorca (BOURROUILH i MAUFFRET, 1975; MAUFFRET, 1976) i de 3 sondatges (fig. 33): 2 de prospecció petrolera situats davant de la costa d'Eivissa (LANAJA, 1987) i un de prospecció d'aigües localitzat a la costa NW de Mallorca (BARÓN *et al.*, 1985)..

Totes aquestes dades indiquen que el substrat preneogen del solc de València està compost d'un sòcol paleozoic sobre el que es disposa una potent sèrie mesozoica de caràcter essencialment carbonàtic. Cal destacar que a la plataforma continental situada al NE de Barcelona, alguns sondatges petroliers (BA-1, BB-1, BC-1, Rosas 1-1, entre d'altres) han tallat per sobre del Mesozoic dipòsits de tipus detrític i evaporític atribuïts al Paleogen (LANAJA, 1987; MEDIALDEA *et al.*, 1989; BARTRINA i JURADO, 1990) que, aparentment, s'haurien sedimentat prèviament a la formació del solc de València.

DIPÒSITS SINCRÒNICS A LA FORMACIÓ I DESENVOLUPAMENT DE LA CONCA CATALANO-BALEAR:

Per sobre del Paleozoic i Mesozoic (i, localment, el Paleogen), en posició discordant es disposa una potent sèrie que rebleix la Conca Catalano-balear. En aquesta sèrie, tal com s'ha indicat anteriorment, es diferencia una seqüència sinrift i tres de caràcter postrift. A partir principalment dels sondatges petroliers (LANAJA, 1987) i dels DSDP realitzats a la conca (num. 122 i 123; RYAN *et al.*, 1973a), s'han determinat les següents característiques per a cadascuna d'aquestes unitats:

a) Seqüència sinrift (Oligocè sup. (?)-Languià). En aquesta unitat s'ha distingit i) un tram basal preaquitània, constituït principalment per dipòsits terrígens continentals que a sostre poden presentar intercalacions carbonàtiques marines, i ii) un Burdigalià-Languià format per roques dominantment carbonàtiques i margoses dipositades en ambients marins.

b) Primera seqüència postrift (Serraval·lià-Messinià). Aquesta seqüència està composta per dipòsits terrígens de caire marí que poden presentar ocasionalment a sostre dipòsits carbonàtics i/o evaporítics.

c) Segona seqüència postrift (Messinià). Reconeguda en uns pocs sondatges a les àrees offshore (RYAN *et al.*, 1973a; MAUFFRET, 1976; LANAJA, 1987), aquesta seqüència es caracteritza per potents successions d'evaporites marines (centre de conca i a l'est de Menorca) i, localment, per dipòsits continentals vermells (zones marginals i SW de la conca).

d) Tercera seqüència postrift (Pliocè-Quaternari). Es tracta d'una seqüència de característiques litològiques similars a la primera seqüència postrift. Tanmateix, el coneixement de les seves característiques litològiques i paleontològiques és molt més acurat que el de la primera, ja que en ser aquesta la seqüència més superficial, es disposa de moltes més dades provinents tant de dragatges (GOT, 1973; MALDONADO, 1978; MEDIALDEA *et al.*, 1986; 1989) com de sondatges públics de poca penetració (MALDONADO i RIBA, 1974; MEDIALDEA *et al.*, 1986, 1989; ALONSO *et al.*, 1988, 1990a). Així, a partir d'aquest tipus de dades, ALONSO *et al.* (1988) posen de manifest que mentre el marge ibèric i part central de la conca mostren una sedimentació marina de tipus detrític, en el Promontori Balear aquesta és típica de plataforma carbonàtica.

Paral·lelament, tant a partir de dragatges (BELLAICHE *et al.*, 1974; MAUFFRET, 1976) com de sondatges (HSÜ i HONNOREZ, 1973; RYAN *et al.*, 1973a; WINNOCK, 1973; LANAJA, 1987),

s'ha posat de manifest la presència de nombroses manifestacions volcàniques sincròniques amb el desenvolupament de la conca. N'hi ha de caràcter calcoalcalí i de caràcter alcalí i les seves edats estan compreses des del Burdigalià (FERRARA et al., 1973; RIVIÈRE et al., 1980) fins a l'actualitat (MAUFFRET, 1976).

I-6: HIPÒTESIS PRÈVIES SOBRE LA FORMACIÓ DE LA CONCA CATALANO-BALEAR

La continua adquisició de noves dades sobre la Conca Catalano-balear des de mitjans dels anys 60, ha donat lloc a què s'hagin proposat diverses hipòtesis per a explicar la formació i desenvolupament de la Conca Catalano-balear durant el Neogen. Segons el tipus de processos geodinàmics invocats, aquestes hipòtesis poden agrupar-se en:

HIPÒTESIS BASADES EN MODELS COMPLETAMENT EXTENSIUS

Aquests models suposen, per a tota l'àrea analitzada (incloent-hi el Promontori Balear), la persistència d'una situació regional de caràcter exclusivament extensiu durant tot el Neogen, en el marc, això sí, d'un quadre geodinàmic regional compressiu que resulta de l'apropament Àfrica-Europa.

Una anàlisi d'aquests models permet comprobar que majoritàriament s'han elaborat tenint en compte quasi exclusivament les dades obtingudes a les zones actualment submergides del solc i les de caire geofísic. De tal manera que no tenen gairebé gens en compte les dades geològiques provinents dels marges emergits de la conca (principalment illes Balears). Així, donada la magnitud de l'aprimament cortical sota les illes, s'insisteix en la importància de l'extensió neògena, quan ja des de principis de segle (SUESS, 1888-1909; FALLOT, 1922; STILLE, 1934) era ben conegut que Mallorca i Eivissa es presentaven estructurades en un sistema d'encavalcaments emplaçat durant el Miocè inferior-mitjà.

Segons el mecanisme inductor que hauria produït l'extensió i aprimament neogen de la Conca Catalano-balear, es poden diferenciar tres grans grups d'hipòtesis que intenten explicar-la com un conca purament extensiva: 1) les que lligen la seva gènesi a processos de rifting continental, 2) les que expliquen l'extensió com un conca de tipus marginal o de rera-arc, i 3) les que consideren que aquest resulta de la combinació d'ambdós processos.

Conca Catalano-balear com a conca de rift continental

Partint del treball de JULIVERT et al. (1972), ILLIES (1975) i VEGAS et al. (1980), aquestes hipòtesis consideren que la Conca Catalano-balear correspon a la prolongació meridional del sistema de rift cenozoic que des de la Mar del Nord fins al sud de França travessa Europa occidental. Segons el paper que hi juga el mantell en la formació d'aquest sistema de rift, es diferencien els models que consideren un mantell actiu i els que en propugnen un paper passiu.

En el primer model, l'extensió i l'aprimament cortical resultarien de la presència d'un mantell andàlmalament calent i poc dens sota l'àrea actualment ocupada per la Conca Catalano-balear. L'escalfament cortical que aquest originaria, hauria donat lloc primer a una fase d'aixecament prèvia a l'extensió, a continuació, una fase de rifting i drifting, i per últim una fase transgressiva lligada al

refradament cortical (MAUFFRET et al., 1981). Entre els treballs que defensen aquest model cal destacar els de VOGT et al. (1971), GALDEANO i ROSSIGNOL (1977b), VEGAS i BANDA (1982) i parcialment el de MAUFFRET et al. (1981), on els dos primers suggereixen que la Conca Catalano-balear podria correspondre a un estadi inicial d'acreció oceànica.

Per contra, en el segon model, l'extensió es generaria com a conseqüència del desplaçament cap el SE del Promontori Balear i del Bloc Corso-sard respecte a la Península Ibèrica (ALVAREZ, 1972; DEWEY et al., 1973). L'origen del desplaçament es podria buscar en els moviments laterals generats per la col·lisió entre Àfrica i Euràsia (TAPPONNIER, 1977; SANZ DE GALDEANO, 1990b), i/o en la formació de la Conca Liguro-provençal com a conca de tipus marginal (PAUTOT et al., 1973; BIJU-DUVAL i MONTADERT, 1977; MAUFFRET et al., 1981). Quant al mecanisme d'extensió cortical, dins d'aquest model, poden diferenciar-se els que proposen un mecanisme de cisalla pura -fig. 34- (DÍAZ DEL RIO et al., 1986) i els que apliquen un mecanisme de cisalla simple -fig. 35- (DOBLAS i OYARZUN, 1990).

Conca Catalano-balear com a conca marginal o de rera-arc

Encara que prèviament HINZ (1973) ja havia proposat que la gènesi de la Conca Catalano-balear podia estar lligada a una possible subducció d'Àfrica sota Ibèria a l'alçada de les illes Balears, els primers treballs que interpreten la Conca Catalano-balear com a conca de tipus marginal corresponen a ALVAREZ et al. (1974), i BOCCALETTI i GUAZZONE (1974). Segons aquestes interpretacions (desenvolupades posteriorment per LORT, 1977 i BANDA i CHANNELL, 1979, i parcialment per BANDA et al., 1980 i DEWEY et al., 1989) la Conca Catalano-balear s'hauria generat com a conseqüència de les anomalies tèrmiques formades en el mantell durant la subducció d'Àfrica sota Euràsia.

Conca Catalano-balear com a combinació d'ambdós processos

A partir de finals dels anys setanta i inicis dels vuitanta, s'han formulat diverses hipòtesis que proposen que l'origen i evolució de la Conca Catalano-balear és el resultat de la suma de processos extensius generats en un context geodinàmic de rift i conca marginal. Entre aquestes hipòtesis destaquen les postulades per COHEN (1980) i les de BIJU-DUVAL (1984) i REHAULT et al. (1985). La diferència entre aquestes ve donada pel fet que mentre en la primera es proposa que la Conca Catalano-balear resultaria del desenvolupament coetani de processos de conca marginal i del rift de l'Europa occidental, en les altres dues es postula que ambdós processos no són sincrònics, sinó que es tractaria d'una conca de rift que evolucionaria en el temps a una conca de tipus marginal.

HIPÒTESIS EN LES QUE INTERVENEN PROCESSOS COMPRESSIUS

El reconeixement a les illes Balears i, posteriorment (MAUFFRET i SANCHO, 1970; STOECKINGER, 1976; SOLER *et al.*, 1983) a les parts més sudorientals de la Conca Catalano-balear, d'encavalcaments miocens lligats a l'edificació del Sistema Bètico-balear, a fet suggerir a diversos autors (BIJU-DUVAL *et al.*, 1978a, b; SOLER *et al.*, 1983; FONTBOTÉ *et al.*, 1989; entre els més destacables) que l'estructuració de la Conca Catalano-balear no és el resultat de la suma de processos exclusivament extensius.

Així, encara que en el text consideren la Conca Catalano-balear com una conca de rift generada en el trànsit Oligocè-Miocè, BIJU-DUVAL *et al.* (1978a, b) en els seus tallis (fig. 36) mostren la presència en el marge balear d'encavalcaments miocens inferiors que modifiquen la morfologia inicial de la conca (reducció de la mida i lleuger basculament cap el SE de la conca). Segons aquests autors, en l'evolució de la Conca Catalano-balear poden diferenciar-se tres fases tectòniques (fig. 36): una fase inicial de rifting en la que es configurarien els principals trets de la conca, una fase compressiva amb emplaçament d'encavalcaments bètics, i una última fase novament dominada per processos de rifting.

Posteriorment, SOLER *et al.* (1983), a partir de l'anàlisi de dades petrolieres obtingudes en la Mar Catalano-balear, realcen considerablement el paper dels encavalcaments en l'estructuració de la conca (fig. 37). En tal sentit, els autors situen el front d'estructures bètiques (encavalcaments i olistostromes) a l'eix del solc de València. Cal remarcar que SOLER *et al.* (1983) constaten que sincrònicament a l'emplaçament de les unitats bètiques té lloc una estructuració extensiva en el marge català.

Per últim, FONTBOTÉ *et al.* (1989), a partir de les dades dels marges emergits de la conca, modifiquen els models anteriors, en el sentit que proposen que l'evolució de la Conca Catalano-balear ve igualment condicionada per la disposició geomètrica dels seus marges i dels moviments direccionals neogens que en aquests han quedat enregistrats.

I-7: PROBLEMES PLANTEJATS

Encara que el coneixement sobre la geologia i geofísica de la Conca Catalano-balear ha progressat considerablement en els últims 20 anys, tal com hem pogut observar en els apartats anteriors, encara queden moltes preguntes sense resposta. Així, una breu enumeració dels principals problemes plantejats, si bé incompleta, podria incloure:

- La determinació de les principals característiques de l'estructuració preneògena (principalment mesozoica i paleògena) de la Conca Catalano-balear i la seva influència en l'estructuració i posterior evolució de l'àrea.

- La delimitació de les àrees afectades per les estructures bètiques, tant pel que fa a la part submergida de la conca, com a l'illa de Menorca. En aquest últim cas, es tracta de reconèixer si Menorca pertany al Sistema Bètico-balear, o, pel contrari, si correspon a un bloc cortical desplaçat cap el SE durant la rotació del Bloc Corso-sard.

- L'avaluació del paper que juguen, en la configuració superficial i litosfèrica actual de l'àrea, cadascun dels processos tectònics desenvolupats en la Conca Catalano-balear durant el Neogen, .

- L'integració dins d'un mateix model geomètric i cinemàtic de les diferents estructures neògenes, a fi d'establir un model que expliqui la formació sincrònica de les fosses de la vora NW de la Conca Catalano-balear i l'emplaçament de les unitats encavalcants bètiques a les illes Balears.

- El reconeixement del model d'extensió de la Conca Catalano-balear durant el Neogen. Aquest capítol inclouria entre altres aspectes, el reconèixer si l'extensió va anar precedida d'una intumescència regional (rifting amb un mantell superior actiu) i l'establir si l'extensió a l'escoça superior es va realitzar segons un model de cisalla pura o simple.

- Les implicacions geodinàmiques de les múltiples manifestacions magmàtiques de la Conca Catalano-balear. En aquest sentit, s'han reconegut roques volcàniques neògenes tant de la sèrie alcalina com calcoalcalina que tediament impliquen diferents marcs geodinàmics.

Capítol II
MATERIALS

II-1: INTRODUCCIÓ

El present capítol té com a finalitat mostrar, a partir de dades essencialment bibliogràfiques, les principals característiques litològiques i estratigràfiques dels diferents materials reconeguts a l'àrea estudiada. La Conca Catalano-balear està constituïda per una gran diversitat de roques i sediments d'edats compreses entre el Precambrià i l'actualitat. Tot aquest conjunt de materials s'ha agrupat tradicionalment en 4 grans unitats cronostratigràfiques formades per litologies molt diferents i limitades per discordances regionals de marcat caràcter angular. Aquestes unitats, que reflecteixen la successió temporal a l'àrea estudiada de marcs geodinàmics força diferents, són d'una banda el sòcol hercinià i per altra la cobertura on cal diferenciar el conjunt Pèrmic-Mesozoic, el Paleogen i el rebliment neogen de la Conca Catalano-balear. Cal destacar, que cadascuna d'aquestes unitats inclou no només roques sedimentàries, sinó també roques ígnies i, en el cas del sòcol hercinià, també metamòrfiques.

La descripció dels materials s'ha ordenat seguint aquestes grans unitats crono- i litostratigràfiques, posant especial atenció en els materials del rebliment cenozoic de la Conca Catalano-balear. Dins de cada unitat, s'han diferenciat les roques d'origen sedimentari de la resta (ígnies i metamòrfiques). Quant a les roques sedimentàries, si bé les tècniques de l'anàlisi sísmica (VAIL *et al.*, 1977) encara no s'han aplicat amb profunditat al registre sedimentari paleozoic, s'han subdividit en seqüències deposicionals segons els criteris de l'estratigrafia sísmica. Aquesta subdivisió ve afavorida, per la gran quantitat de treballs darrerament apareguts que apliquen aquestes tècniques als materials mesozoics i cenozoics de l'àrea estudiada.

II-2: EL SÒCOL HERCINIÀ

El sòcol hercinià inclou les roques, tant sedimentàries com ígnies, generades o deformades durant l'orogènia herciniana. Corresponen a les parts més antigues (Precambrià-Permià) i profundes de la regió de la Conca Catalano-balear i s'han reconegut tant a les parts emergides de la conca com en sondatges realitzats mar endins (fig. 38). Si bé existeixen petits afloraments a l'àrea valenciana i Mallorca, els afloraments principals del sòcol hercinià se situen en els sectors centrals i nordorientals del marge ibèric de la Conca Catalano-balear i a l'illa de Menorca. Les roques que formen el sòcol hercinià poden agrupar-se en dos grans conjunts: 1) roques sedimentàries i volcàniques d'edat precambriana a carbonífera superior, amb els seus derivats metamòrfics; i 2) roques ígnies intruïdes tant prèviament com posteriorment a la deformació herciniana.

ROQUES SEDIMENTÀRIES I VOLCÀNIQUES

La sèrie estratigràfica preherciniana està formada per una potent successió (>4000 m) de dipòsits principalment detrítics en la que s'intercalen trams volcànics i carbonàtics (fig. 39). En aquesta successió s'han diferenciat tradicionalment 3 grans unitats estratigràfiques separades per disconformitats i/o discordances angulars:

Cambrià-Ordovicià.

Aquesta unitat és ben representada a les àrees nordorientals del marge ibèric de la Conca Catalano-balear on constitueix gairebé la totalitat de les roques aflorants del sòcol hercinià. Està formada essencialment per una potent successió (>2500 m) d'esquistos i pissarres que presenten intercalats nivells de quarzites. A les parts més inferiors (Cambrià) és freqüent trobar-hi roques carbonàtiques, volcàniques i subvolcàniques (tant de caràcter àcid com bàsic), així com gneis derivats tant de granitoides com de cossos volcànics emplaçats prèviament a l'orogènia herciniana (JULIVERT *et al.*, 1987). És una sèrie pràcticament azoica -recentment s'ha trobat arqueociàtids del Cambrià mitjà (ABAD, 1989)- i està afectada per un metamorfisme regional de grau mitjà (termes inferiors de la sèrie) a baix o molt baix (SEBASTIÁN *et al.*, 1990).

Per sota de tot aquest conjunt de materials i separats per una discordança, localment s'han reconegut sèries pelítico-carbonàtiques (Priorat) i gneis derivats de roques sedimentàries (Pirineus orientals), que s'han atribuït al Cambrià inferior i/o Precambrià (AUTRAN *et al.*, 1966; GUITARD, 1970; MELGAREJO i AYORA, 1990).

Ordovicià superior-Carbonífer inferior

Sobre la unitat anterior, mitjantçant una discordança o disconformitat, es disposa un complex conjunt de formacions de litologies força variables i ben caracteritzades paleontològicament. Aquesta

unitat, present totalment o parcialment en totes les àrees de la Conca Catalano-balear, s'ha subdividit tradicionalment en 3 subunitats cronostratigràfiques:

1) Una subunitat inferior (Ordovicià superior) formada per un tram basal detrític groller amb conglomerats i grauvaques, i uns trams superiors més fins en els que, localment (Pirineus orientals), s'intercalen nivells carbonàtics. Dins d'aquesta subunitat s'intercalen materials volcànics i volcanosedimentaris de caràcter àcid (ROBERT i THIEBAUT, 1976; DURÁN *et al.*, 1984).

2) Una subunitat siluriana caracteritzada per unes quarzites inferiors amb intercalacions volcàniques bàsiques (JULIVERT *et al.*, 1987) i una potent successió (150-300 m) d'ampelites negres amb nivells piritosos.

3) I per últim, una subunitat superior, que comença en el Silurià superior i és d'edat essencialment devoniana a carbonífera inferior. Presenta marcades diferències, litològiques i estratigràfiques, entre les diferents àrees on aflora. Així, litològicament es pot diferenciar un domini septentrional (NE Cadenes Costaneres Catalanes i Pirineus) on aquesta unitat és de caràcter predominantment carbonàtic, i un domini central (Muntanyes de Prades-Priorat i Menorca) on el Devonian ve representat per alternances de lidites, pissarres i gresos dipositades en ambients marins profunds.

Carbonífer

Aquesta sèrie, ben desenvolupada a les àrees centrals i meridionals de la Conca Catalano-balear (Muntanyes de Prades-Priorat, Menorca, Desert de les Palmes) on assoleix els 3000 m, es caracteritza per una potent sèrie de dipòsits terrígens de caràcter turbidíctic (fàcies "culm") que es disposen discordantment sobre la unitat anterior. De caràcter sintectònic (JULIVERT i DURÁN, 1983; ROSELL i ELIZAGA, 1989), aquesta successió presenta localment a la seva base passades de lidites i calcàries, així com intercalacions volcàniques bàsiques (MELGAREJO i MARTÍ, 1989).

ROQUES ÍGNIES

Les roques ígnies del sòcol hercinià només s'han observat a la part NE del marge ibèric (fig. 38). En aquestes àrees, a part de les roques volcàniques interstratificades en la seqüència sedimentària anteriorment descrita, es poden diferenciar dos tipus de roques ígnies:

1) Roques plutòniques prehercinianes. D'edat precarbonífera i postcambriana, aquest conjunt està format per roques granítiques calcoalcalines (leucogranits, granits i granodiorites) fortament deformades -ortogneis- (GUITARD, 1970; JULIVERT i MARTÍNEZ, 1980; RAMÍREZ, 1983).

2) Roques plutòniques originades durant l'orogènia herciniana, de la qual són la seva última manifestació. Disposades en grans batòlits, aquestes roques mostren una composició típica de granitoides calcoalcalins (ENRIQUE, 1990). Essencialment es tracta de gabres hornblèndics, granodiorites, tonalites i leucogranits, que generen importants aurèoles de metamorfisme de contacte (SEBASTIÁN *et al.*, 1990).

II-3: EL PERMIÀ I EL MESOZOIC

A sobre del sòcol hercinià, a la part oriental de la microplaca ibèrica, es reconeix una potent cobertora, formada per materials detrítics i carbonàtics, que es disposa discordantment sobre les roques plutòniques i sedimentàries del sòcol hercinià. L'inici de la sedimentació d'aquesta cobertora, en el Permià, marca la fi de l'orogènia herciniana i el començament d'un nou marc geodinàmic regional dominat pels processos extensius que durarà fins a finals del Cretaci. Dins d'aquest nou marc, s'hi poden diferenciar dues grans etapes, ben enregistrades en els materials sedimentaris, en els que es poden distingir: a) una unitat inferior permiana (*Molasses tardihercinianes*), encara fortament influïda per l'orogènia herciniana, i b) una unitat superior (*Mesozoic*) que comença en el Permià superior i perdura fins el final del Cretaci superior, i que reflecteix un marc ja clarament extensiu.

III-3.1: MOLASSES TARDIHERCINIANES

Discordantment sobre el sòcol hercinià i per sota del Mesozoic, en sectors molt puntuals de l'àrea estudiada, s'han reconegut un conjunt de successions detríctiques roges d'edat permiana superior que reflecteixen els darrers estadis de l'evolució de la Serralada Herciniana i de la formació de la Pangea (SOPEÑA et al., 1988). Aquests estadis es caracteritzen per unes condicions geodinàmiques dominades per processos compressius que donen lloc al desenvolupament de conques intramuntanyoses relacionades amb grans falles de direcció (ARTHAUD i MATTE, 1975; ÁLVARO et al., 1979) i a un important vulcanisme de caràcter calcoalcalí (GISBERT, 1981; MUÑOZ et al., 1985). Com a conseqüència, les successions permianes mostren potències molt variables, si bé s'observa que augmenten des de les Cadenes Costaneres Catalanes cap a l'àrea valenciana i les illes Balears. Mentre a les Cadenes Costaneres Catalanes no superen els 15 m, a l'àrea valenciana i les illes de Menorca i Mallorca (figs. 40 i 41) les successions sobrepassen els 200 m (ROSELL et al., 1988).

III-3.2: EL MESOZOIC

Durant el Triàsic, de manera gradual el marge oriental d'Ibèria passa a estar dominat pel desenvolupament de processos extensius resultants de la progressiva ruptura de la Pangea i obertura dels espais oceànics de l'Atlàntic i Tetis (SOPEÑA *et al.*, 1988). Dins d'aquesta situació extensiva, que perdura fins el final del Cretaci superior, s'hi poden diferenciar (SALAS *et al.*, 1991): a) unes etapes de rifting entre les que destaquen les desenvolupades durant el Triàsic inferior, el Lias inferior i en el Juràssic superior-Cretaci inferior, i b) unes etapes postrift, dominades per una subsidència generalitzada de tipus tèrmic que resulta del refredament de l'escorça prèviament aprimada (Lias superior-Dogger i Cretaci superior). Les etapes de rifting estan directament relacionades amb els diferents estadis d'obertura de l'Atlàntic i Tetis. Així, el rifting del trànsit Permià-Triàsic inferior constata l'inici de la ruptura de la Pangea, el del Lias inferior és contemporani amb el període de rifting cimмериà inferior de l'Atlàntic, el del Carixià-Toarcià inferior reflecteix la ruptura generalitzada de la plataforma del Tetis occidental, i el del Juràssic superior-Cretaci inferior coincideix amb l'inici de l'obertura de l'Atlàntic central i amb la individualització de la placa africana.

Aquest context geodinàmic dominat pels processos extensius queda reflectit, a l'àrea estudiada, per: a) el desenvolupament d'un important vulcanisme alcalí durant el Triàsic superior (NAVIDAD i ÁLVARO, 1985; ENRIQUE, 1986; MITJAVILA i MARTÍ, 1986; LAGO *et al.*, 1988) i Juràssic mitjà (ORTÍ i VAQUER, 1980); i b) la creació d'àmplies cubetes extensives de tipus intracratònic (ÁLVARO *et al.*, 1979) reblertes de potents successions de sediments que poden assolir els 6-8 km (SALAS, 1987; CASAS-SAINZ, 1990). Aquestes cubetes, que conformen part del marge ibèric del sector més occidental del Tetis, estan limitades per falles normals que mostren orientacions dominats NE-SW i NW-SE (CASTILLO, 1974; ORTÍ, 1974; ÁLVARO *et al.*, 1979; ANADÓN *et al.*, 1979; SALAS, 1987). Entre aquestes cubetes destaquen per la seva magnitud les del Maestrat, de les Columbrets i Catalana. Les dues últimes, situades total o parcialment en el solc de València, han estat reconegudes a partir dels sondatges petrolers i dels perfils de sísmica de reflexió (vegeu capítol III, apartat 3.1).

Les característiques estratigràfiques i sedimentològiques del Mesozoic de l'àrea estudiada estan fortament influïdes per l'activitat tectònica sinsedimentària i per la seva situació respecte al Tetis. Així, donada la posició de l'àrea estudiada en un sector marginal del Tetis, la sedimentació mesozoica va tenir lloc en mars epicontinents, que, limitats a l'W i NW per les terres emergides de la microplaca ibèrica, s'obrien i aprofundien cap al S (Subbètic) i E (Mallorca i Eivissa) on se situava el Tetis (fig. 42). Com a conseqüència, si bé la sedimentació mesozoica fou majoritàriament carbonàtica d'aigües somes, cap a l'E i S s'hi troben desenvolupats carbonats d'aigües més profundes. Les entrades de terrígens siliciclàstics a les zones marginals hi són presents, en determinats moments, sobretot en els períodes de rifting i/o de davallada eustàtica, tals com el Triàsic, el trànsit Juràssic-Cretaci o l'Albià mitjà-superior.

A partir de l'anàlisi de les relacions geomètriques de les formacions mesozoiques i utilitzant les tècniques de l'anàlisi estratigràfica seqüencial (VAIL *et al.*, 1977), els dipòsits mesozoics del marge oriental d'Ibèria s'han subdividit en seqüències deposicionals separades per discontinuïtats de diferent magnitud (ESTEBAN i ROBLES, 1979; MARZO *et al.*, 1983; GINER, 1980; SALAS, 1987;

CALVET *et al.*, 1990; SOUQUET i PEYBERNÈS, 1991; etc). Dins d'aquestes seqüències, estudiades en detall a l'àrea de les Cadenes Costaneres Catalanes i Serralada Ibèrica, poden distinguir-se: a) seqüències d'ordre major (o superseqüències) correlacionables amb els supercicles globals de canvis relatius del nivell del mar de VAIL *et al.* (1977), b) seqüències deposicionals menors equivalents als cicles de tercer ordre dels mateixos autors.

Així, d'acord amb els treballs de SALAS (1985; 1987; 1989), el Mesozoic de la part oriental de la microplaca ibèrica pot ser dividit en quatre superseqüències (fig. 43): 1) Triàsic (TR) (Turingià-Retià); 2) Juràssic (J) (Sinemurià-Berriasià superior no terminal); 3) Cretaci inferior (K1) (Berriasià terminal-inferior mitjà); i 4) Cretaci superior (K2) (Albià mitjà-Senonià). Aquestes grans seqüències deposicionals són limitades per quatre discontinuïtats, les quals poden ser reconegudes com a disconformitats i/o discordances.

III-3.2.1: La superseqüència triàsica (TR)

Comprèn part del Permià superior (Turingià) i tot el Triàsic. El seu límit inferior (D0) se situa en la discordança pretriàsica que la separa dels terrenys del sòcol hercinià i de les molasses tardihercinianes, mentre que el seu límit superior és marcat per una important disconformitat que es localitza entre els materials triàsics més o menys erosionats i les bretxes i evaporites de la base del Lias (Fm. de Cortes de Tajuña i "Unidad Anhidrítica" del Lias). Aquesta darrera disconformitat, a les zones més marginals de les conques de la vora oriental de la Península Ibèrica, pot esdevenir una veritable discordança. Així, al Desert de les Palmes i a les Cadenes Costaneres Catalanes (per exemple en el Massís del Garraf), les bretxes basals del Lias es disposen discordantment sobre materials fracturats i basculats del Keuper i sostre del Muschelkalk superior (CANÉROT, 1971; ESTEBAN i JULIÀ, 1973). La relació discordant entre el Juràssic i Triàsic es fa més palesa en certes àrees de la part SE la Serralada Ibèrica, on el Lias arriba a disposar-se directament sobre els materials detrítics del Buntsandstein. Tals són els casos del sector de Cedrilla-Corbalán (GUIMERÀ, 1988) o del Desert de les Palmes (fig. 44; ROCA i GUIMERÀ, en premsa).

El caràcter sinrift de gran part dels materials de la superseqüència triàsica queda reflectit per les notables variacions de potència que presenten al llarg del marge oriental d'Ibèria (fig. 41). En aquest sentit, l'activitat extensiva contemporània a la sedimentació dels materials triàsics va originar un conjunt de llindars i cubetes, orientades preferentment NE-SW (Cubeta Catalana) i NW-SE (cubetes del Maestrat i de Cuenca-València), en les que es van dipositar més de 1500 m de sediments. No obstant aquestes importants variacions de potència, en el conjunt de l'àrea el Triàsic s'engruixeix cap al S i SE (GARRIDO-MEGÍAS i VILLENA, 1977): mentre en els Pirineus orientals, Cadenes Costaneres Catalanes i marge ibèric del solc de València el Triàsic difícilment supera els 500 m, a les Mallorca i a l'àrea valenciana (SE de la Serralada Ibèrica) aquest presenta gruixos superiors als 1000 m (fig. 45).

Per la seva situació en una zona marginal de l'extrem occidental del Tetis, en la sedimentació triàsica no només queden reflectides les variacions de la taxa de subsidència, o d'aports terrígens, sinó també, i de manera molt clara, les variacions del nivell del mar. Aquestes es tradueixen en l'alternança de seqüències transgressives predominantment carbonàtiques, que s'expandeixen progressivament cap al NW i W (GARRIDO-MEGÍAS i VILLENA, 1977), i de seqüències regressives de caràcter siliciclàstic o/i evaporític.

La superseqüència triàsica s'ha subdividit en quatre seqüències deposicionals limitades per discontinuïtats regionals que inclouen materials marins i continentals (fig. 46): 1) La seqüència inferior comprèn la major part del Buntsandstein; 2) la segona és formada per la part més superior del Buntsandstein (fàcies "Röt") i el Muschelkalk inferior; 3) la tercera és constituïda pel Muschelkalk mitjà i superior; i per últim, 4) la quarta i superior inclou la part mitja i superior del Keuper i les dolomies finament estratificades de la Fm. d'Imón (CALVET *et al.*, 1990).

La seqüència deposicional de la part inferior i mitjana del Buntsandstein (TR1)

El seu límit inferior ve donat per la discordança angular del Triàsic sobre el sòcol hercinià i, allà on el Triàsic es disposa sobre les unitats del Permià superior, per una discontinuïtat (localment de caràcter

discordant) poc marcada. El seu límit superior ve assenyalat pel hiatus que separa les facies siliciclàstiques de la unitat evaporítica superior del Buntsandstein, que en determinades àrees arriba a ésser una disconformitat. En els sectors més NW i S de la Serralada Ibèrica i als Pirineus, la manca de dipòsits marins corresponents a la seqüència transgressiva del Muschelkalk inferior fa que en aquestes àrees el límit superior de la seqüència deposicional del Buntsandstein sigui difícil d'identificar. A partir d'icnofòssils (CALZADA, 1987; CALAFAT, 1988), pol·len (BOURROUILH, 1983; SOLÉ DE PORTA *et al.*, 1987) i restes de vertebrats (HERMITE, 1879a) se li ha atribuït a aquesta seqüència una edat permiana superior (Turingià) - anisiana inferior.

Els dipòsits d'aquesta seqüència (Buntsandstein) són continentals i expansius. Malgrat la gran variabilitat litològica que presenta el Buntsandstein al llarg del marge oriental d'Ibèria, dins d'aquesta seqüència es poden reconèixer: a) un tram inferior format per conglomerats i gresos sedimentats per cursos fluvials trenats (MARZO, 1980; CALAFAT, 1988); i b) un tram superior constituït per gresos i lutites dipositats en parts distals de planes al·luvials solcades per rius de sinuositat moderada (MARZO, 1980; CALAFAT, 1988).

Cal destacar que el caràcter continental de les successions del Buntsandstein fa que sigui difícil d'identificar un cicle transgressiu-regressiu en aquests dipòsits, de manera que la seva correlació amb una única seqüència deposicional no està ni molt menys clarificada (SOPEÑA *et al.*, 1988; CALVET *et al.*, 1990; SALAS, com. pers.).

La seqüència deposicional de la part superior del Buntsandstein i del Muschelkalk inferior (TR2)

Limitada inferiorment per la discontinuïtat esmentada, el límit superior d'aquesta seqüència ve donat també per una disconformitat-discordança regional que se situa en l'abrupte contacte litològic entre el Muschelkalk inferior i mitjà. Aquest contacte es fa difícil de reconèixer a les illes Balears donat el caràcter marí de gran part dels dipòsits equivalents al Muschelkalk mitjà. Només en determinades localitats de Mallorca i Menorca (RODRÍGUEZ-PEREA *et al.*, 1987) s'ha observat la presència d'una intercalació de lutites blanques i rogenques amb guixos dins del Muschelkalk que pot equiparar-se al Muschelkalk mitjà de les Cadenes Costaneres Catalanes. Així mateix i a l'igual que en la seqüència anterior, aquesta seqüència no ha pogut ser diferenciada a les àrees on falten els dipòsits marins del Muschelkalk inferior (àrea valenciana i zones NW de la Serralada Ibèrica). L'edat de la seqüència és anisiana mitjà-superior.

A les àrees on els dipòsits transgressius del Muschelkalk inferior hi són presents, aquesta seqüència és formada per tres trams litològics ben diferenciats. El més inferior es constituït per les alternances de lutites, carbonats i evaporites de la part més alta del Buntsandstein (facies "Röt"), les quals reflecteixen l'inici de la transgressió marina del Muschelkalk inferior. Per sobre, i mitjantçant una ràpida transició, es passa als materials carbonàtics del Muschelkalk inferior. Aquests es disposen, a la Serralada Ibèrica i Cadenes Costaneres Catalanes, en dos trams separats per una disconformitat regional que representa la superfície de màxima expansió transgressiva (CALVET *et al.*, 1990). El tram inferior és format per calcàries de plataforma carbonàtica parcial o totalment dolomititzades -Unitat de Dolomies grises- i el superior és constituït per dolmicrites blanques originades en medis restringits i hipersalins -Unitat de Dolomies blanques- (CALVET i RAMÓN, 1987). A les illes Balears, a diferència de les àrees anteriors, els dipòsits equivalents al Muschelkalk inferior són molt més monòtons. Estan formats per un potent paquet de dolomies dipositades en ambients de plana mareal (Unitat Dolomítica inferior).

La seqüència deposicional del Muschelkalk mitjà, Muschelkalk superior i del Keuper inferior (TR3)

Mentre que el seu límit inferior està ben marcat per la discontinuïtat esmentada, el límit superior de la seqüència és la discontinuïtat regional que se situa a la base de les formacions detrítiques de gresos de Manuel (àrea valenciana) i d'argiles i guixos del Molar (Cadenes Costaneres Catalanes). L'edat de la seqüència es anisiana superior - carniana inferior, i correspon a un cicle transgressiu-regressiu amb la superfície de màxima expansió transgressiva situada en la part alta del Muschelkalk superior. Així com l'anterior, representa una etapa predominantment transgressiva de la mar triàsica del Tetis cap a l'W i NW.

Aquesta seqüència mostra també una variabilitat litològica entre les parts localitzades en posicions més marginals o internes respecte al Tetis (fig. 46). Mentre a les àrees marginals (Cadenes Costaneres Catalanes, Pirineus orientals, sector septentrional de l'àrea valenciana i marge ibèric del solc de València), aquesta és constituïda per un tram inferior continental (Muschelkalk mitjà), un tram intermedi de caràcter marí (Muschelkalk superior) i un de superior novament continental (Keuper inferior); cap a l'interior de la conca (illes Balears) el terme inferior és inexistent o molt poc desenvolupat

de tal manera que la seqüència està formada gairebé en la seva totalitat per dipòsits marins (Unitat Carbonàtica Superior) que passen a sostre a sediments litorals i continentals (Keuper inferior).

La sedimentació del Muschelkalk mitjà correspon a planes intra i supramareals en les que es desenvolupen sistemes fluvials amb l'àrea font situada cap al N i W i que presenten clares influències marines cap al S i SE (CASTELLTORT, 1986). Es tracta d'una unitat essencialment lutítica que presenta intercalacions de dipòsits acanalats soms constituïts per gresos (zones més marginals de la conca) i d'evaporites dipositades en entollaments hipersalins. La proporció d'aquestes últimes augmenta gradualment cap al S i SE, de tal manera que esdevenen predominants a la cubeta del Maestrat (BARTRINA i HERNÁNDEZ, 1990). Més al SE, a les illes Balears, els dipòsits lutítics i evaporítics del Muschelkalk mitjà falten per erosió (Menorca) o bé són total o parcialment substituïts pels dipòsits carbonàtics (dolomies i calcàries) de plana mareal de la part inferior de la Unitat Carbonàtica Superior (RODRÍGUEZ-PEREA *et al.*, 1987).

Per sobre les fàcies clàstiques del Muschelkalk mitjà, i de forma sobtada o gradual, s'inicia la sedimentació carbonàtica del Muschelkalk superior. L'expansió d'aquests dipòsits marins transgressius cap a les àrees marginals de la conca és superior a l'assolida durant el Muschelkalk inferior. Així, per exemple, a les zones més occidentals de la Serralada Ibèrica, el Triàsic només presenta una barra carbonàtica que correspon a la del Muschelkalk superior (VIRGILI *et al.*, 1977; SOPEÑA *et al.*, 1990).

El model que s'ha proposat pel Muschelkalk superior correspon a una rampa homoclinal de tipus barrera que evoluciona a una rampa homoclinal amb esculls (CALVET *et al.*, 1987). El Muschelkalk superior del marge ibèric pot subdividir-se en dos conjunts d'unitats limitades per una superfície erosiva o de condensació, que CALVET *et al.* (1990) interpreten com la superfície de màxima expansió transgressiva de la seqüència TR3. El conjunt inferior, que reflecteix la progressió de la tendència transgressiva iniciada en el Muschelkalk mitjà, és integrat per calcàries i dolomies dipositades en una gran varietat ambiental (esculls, estromatòlits, barres oolítiques). El conjunt superior, de marcat caràcter regressiu, es format per dipòsits dolomítics que mostren, localment, intercalacions de nivells calcàris i margosos. A les illes Balears, situades en àrees més internes del Tetis, aquesta subdivisió no és tan clara. Tanmateix es reconeix una part inferior-intermèdia transgressiva formada per calcàries i dolomies dipositades en ambients submareals o de la plataforma interna, i una part superior dolomítica de caràcter regressiu (RODRÍGUEZ-PEREA *et al.*, 1987).

El Keuper inferior és constituït predominantment per una alternança d'argiles i guixos laminats (ORTÍ, 1974; SALVANY i ORTÍ, 1987). El caràcter evaporític d'aquesta unitat s'accentua cap al S (Cubeta Valenciana) de tal manera que en aquestes àrees el Keuper inferior (Fm. d'argiles i guixos de Xarafull) és format per sals i argiles amb intercalacions de dolomies i anhidrites. Tradicionalment considerat com la part superior de la unitat regressiva iniciada en el conjunt carbonàtic superior de la seqüència anterior (GARRIDO-MEGÍAS i VILLENA, 1977; MARZO *et al.*, 1985; SALAS, 1987; SALVANY i ORTÍ, 1987; SALVANY, 1990), a partir de la comparació amb les curves de VAIL *et al.* (1987), recentment CALVET *et al.* (1990) han posat en dubte la pertinença del Keuper inferior a la seqüència deposicional TR3 i consideren que podria formar part d'una nova unitat deposicional.

La seqüència del Keuper mitjà-superior i de la Fm. d'Imón (TR4)

Aquesta seqüència deposicional comença amb els dipòsits expansius dels materials vulcanoclàstics del Baix Ebre (part inferior de la Fm. d'argiles i guixos d'El Molar) i de la Fm. dels gresos de Manuel. El seu límit superior és la discontinuïtat de la base de les bretxes basals del Lias, la qual pot quedar reflectida per una disconformitat o per una marcada discordança erosiva. L'edat d'aquesta seqüència transgressiva comprèn el Carnià (parcialment), el Norià i el Retià (GINER, 1980).

En el marge oriental de la microplaca ibèrica, aquesta seqüència es pot dividir en tres grans trams de característiques litològiques ben diferenciades i que mostren el caràcter transgressiu la seqüència. Els dos primers de caràcter detrític es diferencien clarament pel color de les argiles (ORTÍ, 1974; RANGHEARD, 1984; SALVANY i ORTÍ, 1987). A l'inferior dominen els tons vermells i al superior els grisos i verdosos. El tercer tram és de tipus carbonàtic i constitueix la Fm. d'Imón.

El tram inferior, que enregistra el màxim regressiu del Carnià, és constituït per gresos (presents només a l'àrea valenciana) i lutites vermelles amb guixos nodulars que es fan més abundants cap al sostre del tram. Aquests dipòsits estan associats respectivament a medis fluvials i a salines costaneres desenvolupades en un clima de semiàrid a àrid (SALVANY i ORTÍ, 1987).

Les unitats grises a gris-verdoses del sostre del Keuper (tram intermedi de la seqüència) representen el trànsit a la Fm. d'Imón, i corresponen a dipòsits de salines costaneres i d'esplanada mareal amb aigües hipersalines (ORTÍ, 1974; SALVANY i ORTÍ, 1987). Litològicament estan formades per argiles i carbonats a les àrees més marginals de la conca, i per evaporites (sal i guixos) amb intercalacions locals d'argiles i dolomies a les àrees més centrals d'aquesta (ORTÍ, 1974; 1982; SALVANY i ORTÍ, 1987).

La unitat triàsica més superior i darrera d'aquesta seqüència és la Fm. d'Imón. És formada per sediments dipositats en esplanades mareals i en parts marginals somes d'una plataforma carbonàtica (GINER, 1980), i s'hi poden distingir litològicament dues parts: una part inferior constituïda per carnoles margoses, bretxes dolomítiques, dolomies margoses i intercalacions primes de lutites, i una part superior formada, a grans trets, per una alternança de dolmicrites taulejades i calcarenites oolítiques.

III-3.2.2: La superseqüència juràssica (J)

La superseqüència juràssica comprèn des de l'Hettangià fins el Berriasià superior no terminal (SALAS, 1989). Els materials que la configuren són presents en la major part de l'àrea estudiada, de tal manera que només no s'han observat a les parts més nordorientals de les Cadenes Costaneres Catalanes i en els sectors més orientals de la conca de l'Ebre. El seu límit inferior és la disconformitat/discordança major que limita superiorment la superseqüència triàsica i sobre la que es disposen amb un alt grau de recobriment expansiu les bretxes de la base del Lias. El límit superior, a les conques del marge oriental de la microplaca ibèrica, és ben establert per una disconformitat major que queda clarament enregistrada en una important llacuna estratigràfica i en l'ampli i extens recobriment expansiu de la superseqüència suprajacent -Cretaci inferior- (SALAS, 1989). Localment aquest límit pot ser també una discordança tal com pot observar-se prop de Castellar en la cubeta d'Aliaga-Penyagolosa (GAUTIER, 1981). A les illes Balears i Bètiques orientals, el límit superior de la superseqüència juràssica és poc clar. Aquest fet ve donat pel caràcter hemipelàgic dels materials del Juràssic superior i del Cretaci inferior que dona lloc a que la majoria dels recobriments expansius reconeguts a les àrees marginals de la conca, i que permeten definir les seqüències deposicionals, quedin substituïts per les seves conformitats correlatives de centre de conca. Com a resultat, per bé que en algunes àrees (Prebètic extem) s'ha constatat la presència d'una discontinuïtat entre el Berriasià i el Valanginià (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982), en la majoria de sectors el límit entre ambdues superseqüències és una conformitat que no sempre ha estat reconeguda.

Tal com s'ha indicat al començament d'aquest capítol, en el marge oriental de la microplaca ibèrica durant el Juràssic tenen lloc tres importants etapes de rifting, la primera durant el Lias inferior, la segona durant el Carixià (desenvolupada únicament a les parts internes del domini bètico-balear) i la tercera durant el Juràssic superior (ÁLVARO, 1987a; SALAS, 1987; SALAS *et al.*, 1991). Aquestes etapes de rifting, estretament relacionades amb l'obertura del Tetis (DEWEY *et al.*, 1973; BERNOUILLI i LEMOINE, 1980; ZIEGLER, 1982), donen lloc a la fragmentació de la plataforma i com a conseqüència a un seguit de llandars i cubetes orientades preferentment d'E-W a NE-SW que condueixen a una progressiva profundització de la conca cap al SE -Tetis- (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1976; AZÉMA *et al.*, 1979a; VERA, 1988). L'estructuració de l'àrea en un conjunt de horsts i grabens queda reflectit en la gran variació de potència i de registre estratigràfic que presenten les successions juràssiques (fig. 47); així en poques desenes de quilòmetres es pot passar d'àrees on el Juràssic és incomplet i no sobrepasa els 300 m (Garraf, Desert de les Palmes) a sectors on aquest és complet i supera els 2000 m (cubetes de les Columbrets, del Maestrat).

El comportament com a marge passiu obert cap al SE de l'àrea estudiada, fa que dins de l'àmbit estudiat es diferenciïn dos dominis amb característiques estratigràfiques i sedimentològiques força diferents. Un domini ibèric, localitzat a les zones més NW i per tant més marginals del marge passiu, on la sedimentació al llarg de tot el Juràssic té lloc dominantement en ambients de plataforma carbonàtica marina (SALAS, 1987); i un domini bètico-balear, situat a les parts més internes del marge passiu i en el que la sedimentació inicialment és de plataforma carbonàtica i posteriorment a partir del Dogger passa a ser predominantment de talús o pelàgica (COLOM, 1975).

Les anàlisis seqüencials realitzades en el marge oriental d'Ibèria permeten distingir un mínim de deu seqüències deposicionals dins de la superseqüència juràssica (fig. 48): 1) SD de l'Hettangià-Carixià -J_{1.1}-, 2) SD del Domerià -J_{1.2}-, 3) SD del Toarcià -J_{1.3}-, 4) SD de l'Aalenian-Bajocià inferior -J_{2.1}-, 5) SD del Bajocià superior -J_{2.2}-, 6) SD del Bathonià -J_{2.3}-, 7) SD del Callovià -J_{2.4}-, 8) SD de l'Oxfordià -J_{3.1}-, 9) SD del Kimmeridgià -J_{3.2}-, i 10) SD del Titonià-Berriasià -J_{3.3}- (GINER, 1980; SALAS, 1985; 1987; 1989; 1991a; AURELL, 1990). Aquestes seqüències, correlacionables amb supercicles o cicles de segon ordre de HAQ *et al.* (1987), no han estat definides ni en el domini bético-balear ni en el solc de València. Aquest fet és degut tant a la manca d'estudis d'anàlisi seqüencial detallats com al caràcter més distal i profund dels sediments d'aquestes àrees, i, per tant, amb menys recobriments expansius. És per això que s'ha subdividit la superseqüència juràssica en tres gran unitats estratigràfiques que comprenen varies seqüències i que coincideixen, a gran trets, amb el Lias, el Dogger i el Malm.

El Lias (aprox. seqüències deposicionals J_{1.1}, J_{1.2} i J_{1.3})

És limitat inferiorment per la discontinuïtat major de la base de la superseqüència juràssica ja descrita anteriorment. El seu límit superior presenta característiques diferents en funció de la batimetria de la conca. Així, és una disconformitat en les zones més marginals de la conca (Serralada Ibèrica, Menorca), una paraconformitat en zones externes del marge (Zona d'Enllaç) i una conformitat relativa en les àrees més internes i profundes de la conca (solc de València, cubeta del Perelló i Serres de Llevant de Mallorca). En aquestes darreres àrees, l'absència de la discontinuïtat infraaleniana fa que sigui difícil acotar el límit entre les unitats estratigràfiques del Lias i del Dogger.

El Lias, en el conjunt de l'àrea analitzada, mostra un clar caràcter expansiu sobre la superseqüència triàsica i està format, essencialment, per dipòsits de plataforma carbonàtica oberta cap al SE (GINER, 1980). Malgrat la gran variabilitat de potències i litològiques que presenta el Lias, dins d'aquesta unitat es poden reconèixer tres trams litològicament ben diferenciats: a) un tram inferior constituït per bretxes dolomítiques que lateralment passen a alternances de dolomies i anhidrites, b) un tram intermedi format per dolomies ben estratificades, i c) un tram superior, de caire més detrític i amb grans variacions laterals, on predominen les margues, calcàries bioclàstiques i gresos (figs. 49 i 50).

En el marge ibèric de la Conca Catalano-balear, dins d'aquesta successió litològica s'han distingit tres seqüències deposicionals:

SD de l'Hettangià-Carixià (J_{1.1})

Aquesta seqüència és limitada superiorment per una discontinuïtat menor, que sovint és representada per una superfície ferruginitzada i perforada (GINER, 1980; SALAS, 1987). És una seqüència de tipus de profunditat creixent que inclou les unitats litostratigràfiques Fm. de Cortes de Tajuña i Fm. de Cuevas Labradas (GOY *et al.*, 1976). La primera d'aquestes és formada per carnoles, dolomies, evaporites i bretxes que resulten de la disolució d'evaporites acompanyada del col·lapse d'alguns trams carbonàtics suprajacents, a causa de la inestabilitat del fons en relació al moviment de falles. La Fm. de Cuevas Labradas representa ambients més profunds i és constituïda per calcàries i dolomies ben estratificades que, localment (Montgrí-Figueres), passen a sostre a calcàries margoses (LLOMPART i PALLÍ, 1984).

SD del Domerià (J_{1,2})

El límit inferior d'aquesta unitat estratigràfica és la discontinuïtat de què ja hem fet esment. El superior és també una superfície ferruginitzada amb perforacions i incrustacions (GINER, 1980; SALAS, 1987). De la base al sostre consta de dos unitats litostratigràfiques, la Fm. de Cerro del Pez i la Fm. de Barahona (GOY *et al.*, 1976), que, a diferència de la seqüència anterior, reflecteixen una evolució vertical de somerització creixent. Constituïdes per margues i calcàries bioclàstiques respectivament, aquestes formacions reflecteixen ambients de plataforma carbonàtica, on els medis més marginals se situen en els sectors més meridionals (àrea valenciana) del marge ibèric (SALAS, 1987). Més al nord, en les unitats encavalcants sudpirinènques de Montgrí i Figueres, aquesta seqüència és formada exclusivament per calcarenites (LLOMPART i PALLÍ, 1984).

SD del Toarcià (J_{1,3})

Recentment definida per SALAS (1991a/b), la seqüència deposicional toarciana engloba les unitats litostratigràfiques Fm. de Turmiel i el Mb. de Casinos de la Fm. de Chelva. És limitada inferiorment per la discontinuïtat menor finidomeriana ja esmentada. El seu límit superior és la discontinuïtat major infraaleniana que en les àrees més marginals de la conca ve assenyalada per una superfície d'erosió sobre la qual es desenvolupen fons endurits i crostes ferruginoses i/o fosfàtiques, que, en molts indrets, es presenten recoberts per una capa prima d'oolites -Oòlit ferruginós inferior del límit Lias-Dogger- (CADILLAC *et al.*, 1981; SALAS, 1987). Aquesta discontinuïtat, cap a les parts nordorientals del marge (cubeta del Perelló) passa a una conformitat relativa (SALAS, 1991a).

Litològicament, aquesta unitat és formada per una alternança de margues i calcàries noduloses (part inferior -Fm. de Turmiel-), i un paquet de calcàries noduloses que localment es mostren parcialment dolomititzades (part superior -Mb. de Casinos-). La seqüència del Toarcià, igual que la domeriana, mostra una evolució seqüencial de somerització creixent en un marc ambiental dominat per facies de plataforma carbonàtica. Cal destacar que durant aquest període, a l'àrea de Caudiel (SE de la Serralada Ibèrica), s'inicien un seguit de manifestacions magmàtiques que perduraran fins al Bajocià (ORTÍ i SANFELIU, 1971; ORTÍ i VAQUER, 1980). Aquesta activitat magmàtica queda enregistrada per la intercalació de materials volcànics entre els sediments d'aquestes seqüències.

En el domini bètico-balear, la manca d'anàlisis seqüencials detallats dels dipòsits juràssics ha donat lloc a què fins a l'actualitat, en aquestes àrees, el Lias no s'hagi subdividit en seqüències deposicionals. El límit superior del Lias, en aquestes àrees, és una discontinuïtat major marcada per una superfície d'erosió sobre la qual es desenvolupen fons endurits (COLOM, 1975; BOURROUILH, 1983; RANGHEARD, 1984) i que assenjala la ruptura de la plataforma carbonàtica liàsica. L'edat d'aquesta discontinuïtat no és uniforme en el conjunt de les illes, mentre a Menorca i les Serres de Tramuntana sembla toarciana mitjà-superior (BOURROUILH, 1983; ÀLVARO *et al.*, 1989), a Cabrera és clarament carixiana (ARBONA *et al.*, 1984-1985).

En general, i a l'igual que en el marge ibèric, els materials liàsics corresponen a facies de plataforma carbonàtica, parcial o totalment dolomititzades (COLOM, 1973; RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1977; FOURCADE *et al.*, 1982; BOURROUILH, 1983; ARBONA *et al.*, 1984-1985; ÀLVARO *et al.*, 1989). Tanmateix, el Lias presenta característiques estratigràfiques diferents entre Menorca, Mallorca, Eivissa i les Bètiques orientals (fig. 50). Així, a l'illa de Menorca és integrat per un potent tram de dolomies massisses a les que se superposen calcàries i margocalcàries atribuïdes al Toarcià (BOURROUILH i MOULLADE, 1963). A Eivissa, el Lias és format per una sèrie carbonàtica amb dolomies massisses i dolomies grises cristal·lines que intercalen nivells margosos (RANGHEARD, 1971). A Mallorca, on el Juràssic aflora extensament, el Lias presenta una successió estratigràfica en la que es poden diferenciar tres unitats litostratigràfiques (ÀLVARO *et al.*, 1989): a) Fm. de Mal Pas d'edat hettangiana i formada per bretxes carbonàtiques; b) la Fm. de Soller (Sinemurià-Carixià) constituïda per una successió de calcàries ben estratificades i en part dolomititzades a les que se superposen, a les Serres de Tramuntana, un tram margocalcari (Mb. de Sa Moleta) i un tram de gresos quarsífers (Mb. d'Es Racó); i c) la Fm. d'Es Cosconar formada per margues i calcàries encrinítics d'edat domeriana-toarciana inferior (?). I per últim, a les Bètiques orientals, el Lias comprèn unes dolomies grises inferiors (Hettangià-Sinemurià), unes calcàries micrítiques massisses amb nivells algals glauconítics i oolites (Sinemurià-Domerià), i un tram superior (Toarcià-Aalenian), limitat per fons endurits, configurat per calcàries oolítiques ferruginitzades o calcàries margoses i argiloses.

Al solc de València, el Lias només ha estat reconegut en uns pocs pous localitzats prop de la costa peninsular, els quals en molts casos només l'han atravesat parcialment. En aquests pous es constata que el Lias presenta una successió estratigràfica força similar a la descrita anteriorment pel marge ibèric de la Conca Catalano-balear, amb: a) un Lias inferior format per una alternança de dolomies i anhidrites que lateralment passen a bretxes carbonàtiques, b) un Lias mitjà carbonàtic (dolomies i calcàries) que a sostre mostra intercalats nivells d'òdlits, margues i calcàries bioclàstiques, i c) un Lias superior constituït per calcàries (fig. 51).

El Dogger (aprox. seqüències deposicionals J_{2.1}, J_{2.2}, J_{2.3} i J_{2.4})

En el trànsit Lias-Dogger té lloc un important canvi paleogeogràfic en el marge oriental de la microplaca ibèrica com a resultat de la fracturació de la plataforma del Lias. Aquesta ruptura, iniciada en el domini bètico-balear entre el Carixià i el Toarcià inferior (COLOM, 1975; GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1976; MATAILLET i PECHOUX, 1978; ARBONA *et al.*, 1984-1985; ÁLVARO *et al.*, 1989), queda reflectida en el repartiment de les àrees més subsidents i en la distribució del cinturons de fàcies. Durant el Lias la sedimentació es produïa, a tota l'àrea estudiada, en ambients de plataforma carbonàtica soma oberta tant cap al NW (domini ibèric) com cap al SE (domini bètico-balear); durant el Dogger, en canvi, la sedimentació passa a tenir lloc en ambients molt més variats que assenyalen una marcada profundització de la conca cap al SE (SALAS, 1987). Mentre les fàcies de plataforma carbonàtica soma queden restringides a les parts més occidentals de la regió de la Conca Catalano-balear, en gran part de la conca mesozoica (parts més orientals del marge ibèric -domini català- i domini bètico-balear), el Dogger és format per sediments de fàcies pelàgiques, de plataforma externa i de transició talús-conca (figs. 49 i 50).

La compartimentació de la conca, com a conseqüència de la tectònica extensiva, en un conjunt de lliars i solcs queda clarament posada de manifest per les importants variacions de potència que mostra el Dogger al llarg de tota l'àrea estudiada. Així, mentre en certs sectors (Ports de Beseit, cubeta del Perelló) el Dogger assoleix els 150 m de potència, en altres sectors (Mongrí, Garraf, Maestrat, lliar de Castelló) aquest no hi és representat (fig. 49), perquè no s'hi ha sedimentat o bé perquè els escassos metres que s'hi van dipositar van ésser erosionats posteriorment durant el desenvolupament de les discontinuïtats de la base del Malm.

El límit inferior del Dogger està representat per la discontinuïtat infra-aaleniana descrita anteriorment. El seu límit superior és una important discontinuïtat que queda enregistrada, a les zones més marginals (marge ibèric i Prebètic extern), per: capes d'òdlits ferruginosos, fons endurits, superfícies d'erosió i/o ferruginitzades i perforades, carsts, argiles laterítiques i acumulacions de glauconita (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982; SALAS, 1987; AURELL, 1990). Aquesta característica i significativa superfície, que constitueix l'anomenat Òdlit ferruginós superior, desapareix cap al centre de conca. Així, a les zones més deprimides i profundes de la conca, la sedimentació contínua de fàcies pelàgiques durant el trànsit Dogger-Malm fa que en aquestes àrees no sigui possible d'identificar la discontinuïtat superior del Dogger.

La dificultat de reconèixer discontinuïtats en les àrees on predomina la sedimentació profunda (solc de València i domini bètico-balear) origina que fins a l'actualitat els estudis d'anàlisi seqüencial del Dogger s'hagin centrat gairebé exclusivament en el marge ibèric de la Conca Catalano-balear on la sedimentació és de caire molt més som. En aquest sector, les darreres anàlisis seqüencials fetes en el Mesozoic (SALAS, 1991a/b) reconeixen, en el Dogger, quatre seqüències deposicionals de característiques litològiques força similars:

SD de l'Aalenia-Bajocia inferior (J_{2,1})

Limitada inferiorment per la discontinuïtat infra-aleniana descrita anteriorment, la SD de l'Aalenia-Bajocia inferior té el seu límit superior en una discontinuïtat menor que es caracteritza a les àrees més marginals de la conca pel desenvolupament d'una superfície de resedimentació amb concrecions ferruginoses, estructures estromatolítiques i perforacions (SALAS, 1991a). Cap a l'E i S (àrees més internes i profundes de la conca), aquesta superfície desapareix progressivament, essent substituïda per la seva conformitat correlativa. Aquesta seqüència deposicional comprèn les unitats litostratigràfiques de la Fm. de calcàries amb xert de Paüls, les calcàries microcristal·lines del Coll de Soms i el tram més inferior de la part mitjana de la Fm. de Chelva, formacions que reflecteixen diferents ambients de plataforma carbonàtica.

SD del Bajocia superior (J_{2,2})

El límit inferior d'aquesta unitat estratigràfica és la discontinuïtat de què ja hem fet esment. El límit superior és una paraconformitat, difícil de reconèixer, que afecta el Bajocia superior. Comprèn la part inferior de la Fm. de calcàries amb filaments de Beseit i el tram mitjà de la part mitjana de la Fm. de Chelva, què, igual que la seqüència anterior, enregistren diferents ambients de plataforma carbonàtica.

SD del Bathonia (J_{2,3})

Igual que la seqüència anterior, el límit superior d'aquesta unitat és una paraconformitat amb una llacuna estratigràfica que sol afectar com a mínim al Bathonia superior terminal (SALAS, 1991a). La SD del Bathonia està formada per dues unitats litostratigràfiques: la part mitjana de la formació amb filaments de Beseit i el tram mitjà-superior de la part mitjana de la Fm. de Chelva.

SD del Cal.loviana (J_{2,4})

La seqüència de dipòsit cal·loviana està constituïda pel tram superior de les calcàries amb filaments de la Fm. de Beseit i el tram superior de la part mitjana de la Fm. de Chelva. Limitada inferiorment per la paraconformitat mencionada, el límit superior de la darrera seqüència del Dogger correspon a la important discontinuïtat que separa el Dogger del Malm. Aquesta discontinuïtat major, que pot arribar a ser una discordança angular (BULARD, 1972), mostra associada una llacuna estratigràfica que comprèn generalment, i com a mínim, el Cal.loviana superior i l'Oxfordiana inferior.

El caràcter profund de la sedimentació durant el Dogger, juntament amb la falta de estudis detallats d'anàlisi seqüencial del Juràssic, ha donat lloc a què fins a l'actualitat i a l'igual que amb el Lias no s'hagin diferenciat seqüències deposicionals en el Dogger del domini bètico-balear. Limitat inferiorment per la important discontinuïtat del sostre del Lias, en aquestes àrees, el Dogger és limitat a sostre per una paraconformitat enregistrada per un canvi de fàcies d'amplitud regional (ÁLVARO *et al.*, 1989). La llacuna estratigràfica associada a aquesta paraconformitat comprèn la part inferior de l'Oxfordiana i la superior del Cal.loviana.

En aquest domini, el trencament i enfonsament de la plataforma liàsica durant el trànsit Lias-Dogger dona lloc al desenvolupament de cubetes relativament profundes amb sedimentació hemipelàgica que són limitades per llindars en els que tant s'hi van dipositar sediments de plataforma carbonàtica com desenvolupar processos erosius. Així, mentre les característiques sedimentològiques dels materials que afloren a les illes de Menorca i Eivissa mostren que la sedimentació va tenir lloc en llindars, les característiques dels de Mallorca i Cabrera indiquen una sedimentació en cubetes relativament profundes (fig. 50). La situació en un llindar és força evident en el cas de l'illa d'Eivissa, on entre les dolomies del Lias i l'Oxfordiana es desenvolupa una important llacuna estratigràfica, enregistrada per superfícies ferruginoses, fons endurits i erosions (AZÉMA *et al.*, 1979b; RANGHEARD, 1984), que denota l'emersió d'aquesta àrea almenys durant part del Dogger. A Menorca, la posició en un llindar queda reflectida pel caràcter som del Dogger que és constituït per oolites, calcarenites i gresos dipositats en ambients litorals i de plataforma carbonàtica (BOURROUILH, 1983). En canvi, a les illes de Mallorca i Cabrera, el Dogger

està format per margues, margocalcàries i calcàries noduloses de talús carbonàtic i/o hemipelàgiques que intercalen nivells d'oolits ressedimentats (BARNOLAS i SIMÓ, 1987; ÁLVARO *et al.*, 1989).

A les Bètiques orientals, el Dogger només s'ha reconegut en uns pocs afloraments molt espaiats i incomplets situats en el Prebètic intern i Subbètic extern. En aquests punts, el Dogger està format per calcàries i dolomies amb sflex i filaments que passen a sostre a calcàries amb ammonits.

Al solc de València, a l'igual que el Lias, els materials del Dogger han estat reconeguts únicament en uns pocs pous petrolers situats en la plataforma continental de la Península Ibèrica. Malgrat la gran variabilitat de fàcies que s'hi observen, en conjunt, el Dogger perforat presenta grans similituds amb el de les àrees més orientals del marge ibèric. De caire eminentment carbonàtic, el Dogger està constituït per calcàries micrítiques que intercalen nivells d'oolites i margocalcàries (fig. 51).

El Malm (aprox. seqüències deposicionals J_{3,1}, J_{3,2} i J_{3,3})

Durant aquest període, i concretament en el Kimmeridgià mitjà, tingué lloc una nova i important fase de rifting relacionada amb l'obertura de l'Atlàntic central, la qual va generar profunds canvis en el registre sedimentari de la conca (SALAS, 1987; 1989). Com a resultat, en el Malm s'hi poden distingir dues etapes ben diferenciades:

a) una etapa oxfordiana-kimmeridgiana inferior, caracteritzada per un marcat predomini de condicions marines transgressives i per un marc paleogeogràfic força similar al del Dogger; és a dir, un marge ibèric amb sediments de plataforma carbonàtica i un domini bètico-balear amb sediments hemipelàgics.

b) una segona etapa kimmeridgiana mitjano-berriasiana, de característiques marines clarament regressives, on la forta activitat tectònica extensiva origina l'entrada de terrígens i una nova compartimentació de la regió considerada en cubetes i llandars. En aquesta compartimentació, que resulta moltes vegades de la reactivació de les fractures preexistents, es manté, tanmateix, la disposició paleogeogràfica general de la regió amb unes àrees marginals situades en les parts occidentals i unes zones més profundes localitzades a les zones centrals i orientals de la regió de la Conca Catalano-balear.

Limitat inferiorment per la important discontinuïtat finical.loviana i superiorment per la discontinuïtat major que separa les superseqüències juràssica i cretàtica inferior, la subdivisió del Malm en seqüències deposicionals és força difícil. Això, és degut tant a la falta d'estudis d'anàlisi seqüencial en el domini bètico-balear com a la presència de dolomititzacions intenses en les àrees marginals de la conca (marge ibèric) on les discontinuïtats són més patents. Aquestes dolomititzacions, que ho emmascaren tot, arriben a afectar localment materials d'edat compresa entre el Cal.loviana i el Valanginià superior.

Tanmateix, en el marge ibèric de la Conca Catalano-balear, SALAS (1989, 1991a) ha diferenciat, dins del Malm, tres seqüències deposicionals:

SD de l'Oxfordià (J_{3.1})

El límit inferior d'aquesta seqüència és la important discontinuïtat finicalloviana, la qual ve assenyalada per superfícies ferruginitzades i/o perforades, argiles laterítiques, oòlits ferruginosos, acumulacions de glauconita i erosions. Aquestes últimes, poden arribar a donar veritables discordances, tal com pot observar-se a les Voltes, al sur de Beseit, (SALAS, 1987) o al riu Guadalopillo entre Alcorisa i Berge (GUIMERA, 1988).

El límit superior està format per una discontinuïtat de tipus subaeri que comporta, a les àrees marginals de la conca, l'emersió de blocs i l'entrada significativa de detrítics. Aquests fets fan que en aquestes àrees, la discontinuïtat finioxfordiana quedi representada per superfícies ferruginitzades amb perforacions, acumulacions de glauconita, canvis deposicionals i erosions subaèries que poden donar lloc, localment, a importants discordances (SALAS, 1987; 1991a). A les àrees més distals, on no s'han produït ni emersions ni erosions, aquesta discontinuïtat esdevé imperceptible, produint-se una correlativa conformitat entre aquesta seqüència i la suprajacent.

La SD de l'Oxfordià, en aquestes àrees, comprèn tres unitats litostratigràfiques: el Mb. de la capa d'oòlits ferruginosos d'Arroyofrio i les unitats suprajacents de la Fm. de calcàries de Iàtova i el Mb. de la Serra de la Creu. Constituïdes per calcàries amb esponges i calcarenites respectivament, aquestes unitats reflecteixen una extensa plataforma carbonàtica oberta cap al S (SALAS, 1987) i cap a l'E (AURELL *et al.*, 1990).

SD del Kimmeridgià (J_{3.2})

La seqüència deposicional del Kimmeridgià està integrada per quatre unitats litostratigràfiques que es relacionen entre sí tant verticalment com lateralment: la Fm. de Sot de Xera, la Fm. de Loriguilla, la Fm. de Polpis i la Fm. de Mas d'Ascla. En l'ordre exposat, aquestes unitats reflecteixen ambients cada vegada més profundes. Així, la Fm. de Sot de Xera, formada per margues, representa ambients de plataforma externa; les formacions de Loriguilla i Polpis, constituïdes per ritmites calcàries, corresponen a fàcies situades entre el talús de la plataforma i la conca; i la Fm. del Mas d'Ascla, integrada per margues i només ben desenvolupada a la cubeta del Maestrat, correspon a sediments dipositats en el centre de cubetes relativament profundes. A les Cadenes Costaneres Catalanes, els materials d'aquesta seqüència estan afectats per una important dolomitització (Dolomies de les Agulles).

Limitada inferiorment per la discontinuïtat que ja ha estat descrita, el límit superior d'aquesta seqüència és difícil de reconèixer a l'àrea estudiada, tant pel caràcter relativament distal dels sediments com per l'elevada taxa de subsidència que presenten. En les àrees més marginals de la conca, al NW de l'àrea estudiada, aquesta discontinuïtat queda representada per l'entrada de detrítics i el basculament i emersió de blocs (AURELL, 1990).

SD del Titonià-Berriasià (J_{3.3})

La darrera seqüència deposicional reconeguda en la superseqüència juràssica del marge ibèric està limitada inferiorment per la discontinuïtat finikimmeridgiana ja esmentada i superiorment per la discontinuïtat major que separa les superseqüències juràssica i cretàtica inferior. És constituïda, fonamentalment, per carbonats marins d'aigües molt soques amb una gran influència d'aigua dolça que passen lateralment, a la cubeta del Maestrat, a fàcies de rampa amb fauna pelàgica. Estratigràficament, aquesta seqüència consta de cinc unitats litostratigràfiques: la Fm. de Calcàries amb oncòlits de Figueroles, la Fm. de calcàries de Bovalar, la Fm. de calcàries laminades i dolomies de La Pleta, el Mb. de Ladruñan i la Fm. de Villar del Arzobispo. Aquestes unitats es relacionen lateralment i verticalment (fig. 48).

La dolomitització dels materials d'aquesta seqüència pot arribar a ser molt important, de manera que pot quedar unida a la de les unitats inferiors (Dogger i Malm inferior). Aquest fet origina que, en certs sectors marginals (per exemple a les Cadenes Costaneres Catalanes), gran part de l'interval Dogger-Malm estigui representat per un potent paquet de dolomies anomenades Dolomies del trànsit Juràssic-Cretaci, Dolomies de les Talaies o Dolomies superiors de Garraf.

En el domini bètico-balear, el límit inferior del Malm, tal com s'ha indicat anteriorment, correspon a una discontinuïtat major que és representada per una paraconformitat en les àrees subsidents i per una discordança en els llindars. La discontinuïtat que limita superiorment el Malm únicament ha estat reconeguda en el Prebètic extern, on ve assenyalada per erosions i acumulacions de pisòlits ferruginosos

(GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982). En la resta de sectors del domini, malgrat l'escassetat d'afioraments en els que aflora una successió completa del Juràssic superior-Cretaci inferior, les característiques sedimentològiques dels materials d'aquestes dues unitats (fàcies hemipelàgiques) suggereixen que el trànsit entre ambdues superseqüències es realitzà, segurament, mitjançant una conformitat correlativa.

Les successions reconegudes en el Malm del domini bètico-balear, mostren que si bé es manté el dispositiu paleogeogràfic generat durant el Dogger, al llarg d'aquest període es produeix una progressiva somerització de les zones més nordorientals del domini (Prebètic extern, Serres de Tramuntana de Mallorca i unitats estructurals d'Aubarca i Talaia de Sant Josep de l'illa d'Eivissa). A Menorca, aquesta somerització dóna lloc a la deposició en ambients relativament confinats de calcàries amb intraclasts i oòlits que es mostren parcialment dolomititzades (BOURROUILH, 1983). En la resta de les illes i en les Bètiques orientals aquest marc paleogeogràfic i evolutiu queda molt més ben enregistrat.

Així, a l'illa de Mallorca el Malm està enregistrat per successions hemipelàgiques formades per turbidites carbonàtiques (Serres de Llevant) i calcàries noduloses amb intercalacions de calcàries taulejades (Serres de Tramuntana). En aquestes successions, MATAILLET i PECHOUX (1978) i posteriorment ÀLVARO *et al.* (1989) assenyalen la presència d'una discontinuïtat entre el Kimmeridgià i el Titonià que podria correlacionar-se amb la que limita les seqüències deposicionals J_{3.2} i J_{3.3} del marge ibèric.

A Eivissa, dins del Malm, poden distingir-s'hi dues etapes ben diferenciades: una inferior (Oxfordià-Kimmeridgià inferior) en la que la successió litològica és similar en tota l'illa i una de superior que s'inicia en el Kimmeridgià mitjà-superior en la que s'observa una marcada diferenciació en les sèries estratigràfiques de les tres unitats estructurals de l'illa (RANGHEARD, 1971). Durant la primera etapa, s'hi van dipositar un paquet inferior de calcàries bretxoses i noduloses d'edat oxfordiana i un paquet superior de calcàries amb intercalacions margoses que denoten el pas d'una sedimentació de plataforma carbonàtica a una de més profunda. Durant la segona etapa, mentre a la sèries d'Aubarca i Talaia de Sant Josep (NW i centre de l'illa) es van sedimentar fàcies de plataforma carbonàtica soma -calcarenites i calcàries parcialment dolomititzades- (AZÉMA *et al.*, 1979b), a la sèrie d'Eivissa (SE de l'illa), en canvi, es dipositaven sediments d'ambients més profunds -margues amb terrígens- (FOURCADE *et al.*, 1982).

Per últim, a les zones més externes de les Bètiques orientals el Malm, encara que incomplet, és representat per una potent sèrie carbonàtica dipositada en ambients nerítics costaners. Dins d'aquesta sèrie, s'hi diferencia de base a sostre: a) un Oxfordià constituït per calcàries i margocalcàries; b) un Kimmeridgià format per calcàries grises totalment o en part dolomititzades; c) un Portlandià configurat per unes calcàries dolomítiques basals, unes calcàries localment noduloses i un tram superior de gresos i calcàries oolítiques; i d) un Berriasià format per calcàries i margues (FOURCADE, 1970; CHAMPETIER, 1971; RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1977). Igual que a la resta del domini bètico-balear, aquesta successió, cap al SE, adquireix un caràcter més margós i profund tal com pot observar-se a les serres de Mitjana i Fontcalent.

Al solc de València, a diferència de les unitats precedents, el Malm ha estat reconegut no només en la plataforma continental de la Península sinó també en les àrees més centrals del solc entre la costa valenciana i Eivissa -pous petrolers d'Ibiza Marino An-1 i Cabriel B2-A- (fig. 51). En totes aquestes àrees, el sondatges realitzats mostren que si bé hi ha variacions molt importants en la taxa de subsidència, el Malm presenta unes característiques estratigràfiques força similars en totes elles: són fàcies essencialment carbonàtiques que presenten una evolució vertical de somerització creixent. Les litologies reconegudes indiquen una profundització progressiva de la conca cap al SE, de tal manera que mentre en la plataforma continental de la Península Ibèrica dominen les fàcies de plataforma carbonàtica més o menys proximals, a les zones més centrals del solc tot sembla indicar el predomini de fàcies més distals. Així, a la plataforma continental de la Península, el Malm és format generalment per calcàries amb algunes passades de margues que presenten abundants intercalacions de calcàries oolítiques i de gresos. En canvi, a les àrees centrals, on la successió del Malm pot superar els 1000 m de potència (cubeta de les Columbrets) el Malm és constituït per una alternança de margues, margocalcàries i

calcàries micrítiques que cap a sastre (Kimmeridgià superior-Portlandià) poden presentar intercalacions de calcàries oolítiques (figs. 50 i 51). En les àrees on el Malm presenta una disminució notable de potència -sectors més nordorientals de la plataforma continental de la Península (pous Vinaroz-1, Delta E-2, Tarragona F-2, Tarragona B-1, Garraf-1; localitats 265, 488, 341, 356 i 347 de la fig. 33) i zones més orientals de l'àrea submergida (pou Cabriel B2-A; localitat 435 de la fig. 33)- aquestes successions es troben parcialment o totalment dolomititzades.

III-3.2.3: La superseqüència cretàica inferior (K1)

L'edat de la superseqüència del Cretaci inferior és compresa entre el Berriasià terminal i l'Albià mitjà (SALAS, 1989; 1991a). El límit inferior d'aquesta unitat és la important discontinuïtat finiberriasià que comporta l'entrada significativa de materials terrígens siliciclàstics i el desplaçament important del tascó litoral d'aigua dolça cap al depocentre de la conca. El seu límit superior ve assenyalat per la important disconformitat que se situa, en el marge ibèric, a la base de la Fm. d'Escucha -Albià mitjà- (QUEROL, 1990). En alguns casos, aquest límit superior apareix com una discordança, tal com pot observar-se en el barranc de la Coscollosa (Ports de Beseit). El període de temps inclòs en la llacuna estratigràfica del límit superior de la superseqüència cretàica inferior disminueix gradualment des dels marges de la conca cap al centre d'aquesta (RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1982; SALAS, 1987). Així, mentre en els marges septentrionals la Fm. d'Escucha es disposa sobre materials erosionats del Dogger, del Lias i inclòs del Triàsic superior (lindar Ejulve-Molinos-Alcorisa), més al SE (Maestrat) el període de temps comprès en la llacuna és mínim com ho mostra el fet que la Fm. d'Escucha es disposa moltes vegades sobre sediments de l'Albià inferior (QUEROL, 1990). Més a l'est encara, en les àrees dominades per la sedimentació hemipelàgica (Mallorca per exemple) aquesta llacuna és imperceptible, de manera que és força difícil determinar el límit entre les superseqüències del Cretaci inferior i superior.

L'evolució sedimentològica i paleogeogràfica del Cretaci inferior ve fortament controlada per la tectònica extensiva iniciada durant el Kimmeridgià i que perdura, amb algunes interrupcions (Hauterivià), fins a l'Albià inferior (SALAS i CASAS, 1990). Aquesta situació de continuïtat, respecte al Juràssic més superior, del marc geodinàmic en el que es desenvolupa la sedimentació queda reflectida en un manteniment durant el Cretaci inferior de la disposició paleogeogràfica general de la conca originada en el Malm (RANGHEARD, 1984; SALAS, 1986). Aquesta es caracteritzava per una forta compartimentació de la conca en llinars i cubetes i una progressiva profundització d'aquesta cap al SE -Tetis- (fig. 52).

El caràcter sinrift de gran part dels materials de la superseqüència cretàica inferior queda enregistrat per les grans variacions de potència i fàcies que presenten en pocs quilòmetres al llarg de la regió considerada (figs. 53 i 54). Així, per exemple mentre el Cretaci inferior varia entre 1200 i més de 2000 m a l'interior de les cubetes del Garraf i Maestrat, en les seves zones marginals, situades a unes poques desenes de quilòmetres, no supera els 200 i 300 m. Aquesta situació és també clara en el domini bètico-balear, on per exemple el Cretaci inferior passa de tenir una potència inferior als 100 m a les Serres de Tramuntana de Mallorca a tenir-ne més de 400 a les Serres de Llevant (fig. 54).

El Cretaci inferior, en el conjunt de l'àrea estudiada i especialment en les zones més marginals de la conca, mostra un clar caràcter expansiu sobre la superseqüència juràssica. Configurat per una monòtona successió de dipòsits hemipelàgics a les zones més profundes (Mallorca i Subbètic), el Cretaci inferior mostra, a les àrees marginals i en els llinars del domini bètico-balear, una sedimentació ocurrencada en gran varietat d'ambients deposicionals. En aquestes dues darreres àrees s'observa una etapa inicial amb desenvolupament de plataformes carbonàtiques somes que presenten importants

entrades d'aigües dolces i terrígens en el marge ibèric (fàcies "Weald"), i una segona etapa transgressiva en la que predominen les fàcies de plataforma carbonàtica (fàcies urgonianes).

En el marge ibèric de la Conca Catalano-balear, on el Cretaci inferior és format per sediments generalment soms, SALAS (1991a) hi ha diferenciat, recentment, deu seqüències deposicionals (fig. 43): 1) SD del Berriasià terminal-Valanginià inferior -K_{1.1}-, 2) SD del Valanginià superior -K_{1.2}-, 3) SD de l'Hauterivià -K_{1.3}-, 4) SD de l'Hauterivià terminal-Barremià basal -K_{1.4}-, 5) SD del Barremià inferior -K_{1.5}-, 6) SD del Barremià superior -K_{1.6}-, 7) SD del Barremià terminal-Aptià basal -K_{1.7}-, 8) SD de l'Aptià inferior -K_{1.8}-, 9) SD de l'Aptià superior -K_{1.9}-, i 10) SD de l'Albià inferior -K_{1.10}-. La major part d'aquestes seqüències són correlacionables amb cicles de tercer ordre de HAQ *et al.* (1987).

SD del Berriasià terminal-Valanginià inferior (K_{1.1})

Recentment reconeguda, aquesta seqüència és limitada inferiorment per la discontinuïtat de la base de la superseqüència cretàica inferior, descrita anteriorment. El límit superior ve assenyalat per superfícies d'erosió, acumulacions de glauconita, carst i, sobretot, pel desplaçament cap al centre de la conca dels tascons litorals de carbonats d'aigua dolça i de terrígens. La SD del Berriasià terminal-Valanginià inferior, en la cubeta del Maestrat, és formada per quatre unitats litostratigràfiques: la Fm. de gresos de Mora, la Fm. de calcàries i margues de Mangraners, la Fm. de gresos d'En Siroll i la Fm. de calcarenites dels Polacos. Aquestes formacions enregistren, respectivament, una sedimentació en ambients continentals i de plataforma soma amb desenvolupament de aiguamolls, planes mareals i bancs marginals d'alta energia. A les zones meridionals del marge ibèric (àrea valenciana), durant el període comprès entre el Portlandià i el Valanginià tingué lloc una etapa de no sedimentació i erosió (CHAMPETIER, 1972; MAS *et al.*, 1982).

SD del Valanginià superior (K_{1.2})

Dins d'un marc dominat per aigües marines somes amb influència d'aigües salabroses, aquesta seqüència mostra una certa evolució de somerització creixent (SALAS, 1991a). Litològicament comprèn la Fm. de Bastida, la part inferior de la Fm. de Cortés i el Mb. de la Roca de l'Aliga, les quals són formades, respectivament per calcàries, argiles i gresos, i gresos massissos. És limitada inferiorment per la discontinuïtat intravalanginiana inferior ja esmentada. El seu límit superior és una paraconformitat relacionada amb l'entrada de terrígens siliciclàstics i el desplaçament del tascó d'aigua dolça cap al depocentre de la conca (SALAS, 1987).

SD de l'Hauterivià (K_{1.3})

Per la base la limita la discontinuïtat finivalanginiana ja descrita anteriorment. El límit superior és una ruptura sedimentària d'ordre menor que comporta l'exposició subaèria d'una important part de les zones marginals de la conca (ROBLES, 1982), la formació de superfícies ferruginoses (PÉREZ DEL CAMPO i ZAVALA, 1982) i importants canvis en la sedimentació en zones més internes de la conca. L'exposició subaèria de certs sectors de la conca dóna lloc a carstificacions sobre les que es van desenvolupar, localment, sòls laterítics (COMBES, 1969).

Ben desenvolupada a la cubeta del Maestrat, on està constituïda principalment per dipòsits marins, la seqüència hauteriviana presenta una evolució vertical transgressiva-regressiva. Des del punt de vista litostratigràfic, és integrada per sis unitats: La Fm. de gresos de L'Avellà, la Fm. de gresos i calcàries d'El Castellar, la Fm. de calcàries d'Herbers, la Fm. de calcarenites de la Llàcova i la Fm. de margues i calcàries de La Gaita (SALAS, 1991a). Les tres primeres, situades en les àrees més marginals de la conca reflecteixen una sedimentació en medis litorals terrígens o mixtes (formacions de L'Avellà i Castellar) i carbonàtics d'aigua dolça (Fm. d'Herbers). Les altres dues, presents únicament a les zones centrals de la cubeta del Maestrat enregistren ambients de plataforma carbonàtica oberta cap al SE. Més al sud, a l'àrea valenciana, aquesta seqüència queda reflectida per la deposició d'argiles i gresos de facies mareals, deltaïques i fluvials (Fm. de Cortés) que es disposen discordantment sobre el Juràssic terminal (MAS *et al.*, 1982).

Seqüències des de l'Hauterivià terminal fins a l'Aptià basal (K_{1.4}, K_{1.5}, K_{1.6}, K_{1.7})

Aquestes seqüències corresponen a l'antiga seqüència deposicional del Barremià de SALAS (1987). Són quatre seqüències: 1) SD de l'Hauterivià terminal-Barremià basal -K_{1.4}-, 2) SD del Barremià inferior -K_{1.5}-, 3) SD del Barremià superior -K_{1.6}- i 4) SD del Barremià terminal-Aptià basal -K_{1.7}-.

Limitades inferiorment per la discontinuïtat finihauteriviana que ja s'ha descrit, aquest conjunt de seqüències és limitada a sostre, a les àrees marginals, per laterites, concentracions de glauconita, entrades importants de materials detrítics i, superfícies ferruginitzades i d'erosió (MAS *et al.*, 1982; PÉREZ DEL CAMPO i ZAVALA, 1982; SALAS, 1987). Els límits entre cadascuna de les quatre seqüències són nivells de carstificació i laterització que únicament es presenten ben desenvolupats a les àrees més marginals de la conca. El caràcter clarament expansiu d'aquestes seqüències origina que, a l'àrea valenciana, els materials que les formen es diposin discordantment sobre diferents termes juràssecs i triàssecs (CHAMPETIER, 1972; MAS *et al.*, 1982); localment, en el Desert de les Palmes (SW de Villafamés), recolzen discordantment sobre el sòcol hercinià.

Aquestes seqüències deposicionals són constituïdes, majoritàriament, per dipòsits de fàcies continental o d'aigua dolça o salabrosa en els que s'intercalen dipòsits marins d'aigües somes. Aquests darrers presenten dos màxims transgressius: 1) el primer, d'edat hauteriviana, que queda restringit a la part central de la cubeta del Maestrat, i 2) el segon, iniciat en el Barremià superior (transgressió "urgoniana"), més generalitzat que l'anterior, durant el qual es desenvolupen en gran part del marge ibèric, plataformes de carbonats de tipus rampa (VILAS *et al.*, 1982; SALAS, 1987). Litològicament, aquestes quatre seqüències són formades per les següents unitats litostratigràfiques: Fm. de gresos i argiles d'El Collado, Fm. de calcàries de La Hurgina, Fm. d'argiles de Contreras, Fm. de gresos de Camarillas, Fm. de gresos de Vilafermosa (continentals), Fm. de calcàries i argiles laterítiques de Cantaperdius (transició), Fm. de margues de Mirambell, Fm. de margues i calcàries de Les Artoles i part inferior del Mb. de calcàries de Malacara de la Fm. de calcàries amb rudistes d'El Caroig (marines).

SD de l'Aptià inferior (K_{1.8})

Es troba limitada inferiorment per la discontinuïtat infraaptiana esmentada anteriorment. El límit superior és una disconformitat marcada per superfícies d'erosió, de ferruginització, de perforació i d'incrustaments importants que passa a conformitat cap a centre de conca (PÉREZ DEL CAMPO i ZAVALA, 1982; SALAS, 1987). Des del punt de vista litostratigràfic és formada per sis unitats: la Fm. d'argiles de Morella, la Fm. de margues de Cervera, la Fm. de calcàries i margues de Xert, els Mbs. d'El Cap de Vinyet i de Barra de Morella de la Fm. de margues de Forcall i, per últim, el tram intermedi del Mb. de calcàries de Malacara. Formada a la base per dipòsits deltaics que enregistren una important regressió marina, la seqüència deposicional de l'Aptià inferior és integrada, principalment, per fàcies de plataforma carbonàtica que presenten abundants acumulacions d'orbitolines.

SD de l'Aptià superior (K_{1.9})

El límit inferior és la discontinuïtat d'ordre menor a què ens hem referit anteriorment. El seu límit superior és una paraconformitat marcada per acumulacions de crostes ferruginoses i entrades de terrígens (SALAS, 1987; 1989; 1991a). Formada per dipòsits carbonàtics de plataforma, aquesta seqüència comprèn la part superior del Mb. de Barra de Morella, el Mb. de Morella la Vella (Fm. de margues de Forcall), la Fm. de calcàries de Villarroja de los Pinares i la part superior del Mb. de calcàries de Malacara. Localment, a les àrees més marginals (com per exemple al Garraf) els materials de l'Aptià superior estan parcial o totalment dolomititzats. L'evolució espacial de tots aquests sediments mostra que, després del període regressiu que marca la base de la seqüència, es va desenvolupar: una important transgressió marina que va donar lloc a un elevat grau de recobriment expansiu de les plataformes carbonàtiques, i finalment una nova regressió reflectida pel límit superior de la seqüència aptiana superior.

SD de l'Albià inferior (K_{1.10})

Limitada inferiorment per la discontinuïtat infralbiana i superiorment per la discontinuïtat major que separa les superseqüències del Cretaci inferior i superior, la SD de l'Albià inferior assenyala una nova etapa transgressiva. Aquesta unitat és formada per calcàries que, a les zones marginals, passen a calcarenites (Cadenes Costaneres Catalanes i Maestrat) i sorres (àrea valenciana). Amb un gran recobriment expansiu, aquests dipòsits s'integren en diverses unitats litostratigràfiques. Aquestes són: la Fm. de calcàries de Benasal amb el seu Mb. de calcàries de La Iglesuela i els Mbs. d'arenas d'El Burgal i de calcàries de Buseo de la Fm. de calcàries amb rudistes d'El Caroig.

En el domini bètico-balear, on afloren bé els materials del Cretaci inferior, fins l'actualitat no s'han dut a terme estudis detallats d'anàlisi seqüencial. Tal com s'ha indicat anteriorment, la sedimentació en el domini bètico-balear té lloc en un context geodinàmic dominat per una tectònica extensiva que causa l'aprofundiment progressiu de la conca cap al SE i el seu compartiment en un complex sistema de llinars i solcs (AZÉMA *et al.*, 1979a). Aquesta situació fa que durant el Cretaci inferior les característiques de la sedimentació i la seva evolució en el temps variïn molt entre les diferents àrees del domini bètico-balear (fig. 54). Així, mentre a certs sectors la sedimentació cretàica inferior té lloc en ambients predominantment pelàgics i hemipelàgics (Mallorca i Subbètic), en d'altres aquesta és enregistrada per fàcies de plataforma (Menorca, NW d'Eivissa) o per alternances de sediments dipositats en ambdós tipus d'ambients (SE d'Eivissa, Prebètic). Com a conseqüència d'aquest fet es fa difícil de sintetitzar una evolució general pel Cretaci inferior pel conjunt del domini bètico-balear. Per aixó, la descripció de la successió cretàica inferior del domini bètico-balear s'ha realitzat per sectors.

Illa de Menorca

El Cretaci inferior només aflora en uns pocs afloraments fortament fracturats que se situen en el nord de l'illa (HERMITE, 1879a; FALLOT, 1923; BOURROUILH, 1983). Amb una potència compresa entre els 100 i 150 m, el Cretaci inferior de l'illa de Menorca enregistra una progressiva profundització de l'àrea: s'inicia amb dipòsits sedimentats en ambients típics de mar epicontinental i finalitza amb sediments de fàcies més profundes generats en ambients nerítics de mar oberta (BOURROUILH, 1983). Aquesta evolució paleogeogràfica queda ben definida en la successió estratigràfica en la que es diferencia: a) un tram inferior, d'edat valanginiana, format per calcàries microcristal·lines i noduloses que presenten alguns paleosòls i fons endurits, i b) un tram superior barremiano-albià inferior constituït per margues i calcàries argiloses.

Illa de Mallorca

El caràcter profund de la sedimentació en el trànsit Juràssic-Cretaci (COLOM, 1975; ÀLVARO *et al.*, 1982) dóna lloc a què el límit inferior de la superseqüència cretàica inferior sigui difícil de reconèixer, ja que aquest, segurament, ve enregistrat per una conformitat. Per sobre, si bé encara no s'ha determinat amb precisió, la superseqüència del Cretaci inferior finalitzaria amb l'inici de la sedimentació dels dipòsits terrígens de l'Albià que marquen una important davallada del nivell del mar. Encara que la potència del Cretaci inferior és força diferent entre les Serres de Llevant i Tramuntana (>400 i <100 m respectivament), la successió estratigràfica presenta característiques similars a tota l'illa (fig. 54). Es tracta d'una sèrie monòtona gris-blanquinosa de margues, margocalcàries i calcàries sublitogràfiques (fàcies "maiolica") que presenta intercalats nivells de slump i calcàries microcristal·lines; cap a sostre (Barremià superior-Albià inferior) la successió esdevé més fosca i passa a ser més detrítica (ÀLVARO *et al.*, 1982).

A diferència de Menorca, a l'illa de Mallorca durant gran part del Cretaci inferior perduren les condicions de sedimentació establertes ja en el Juràssic mitjà (COLOM, 1973; MATAILLET i PECHOUX, 1978). Aquestes es caracteritzen pel domini de la sedimentació de fàcies pelàgiques i hemipelàgiques. Tanmateix, al llarg del Cretaci inferior s'observa una marcada tendència a la somerització de la conca. Iniciada amb fàcies hemipelàgiques, a partir del Barremià superior, la sedimentació cretàica enregistra progressivament ambients més somers, primer de plataforma distal -Barremià superior-Aptià- i després de plataforma proximal -Albià- (ÀLVARO *et al.*, 1982).

A l'illa de Cabrera, just per sobre del Juràssic terminal s'observa un petit tram (15 m) de margocalcàries blanques de característiques similars a les fàcies "maiolica" de Mallorca que s'han atribuït al trànsit Berriasià-Valanginià.

Illa d'Eivissa

Al llarg del Cretaci inferior, a l'illa d'Eivissa es manté el dispositiu paleogeogràfic generat en el Juràssic terminal que es caracteritzava per la presència d'una plataforma carbonàtica en els sectors NW de l'illa (unitat d'Aubarca) i d'ambients més profundes i distals en els sectors SE (unitats de Talaia de Sant Josep i d'Eivissa). Això fa que la sedimentació cretàica inferior presenti característiques diferents en cadascuna de les unitats estructurals de l'illa.

Així, a les unitats més nordoccidentals (unitat d'Aubarca) el Cretaci inferior és format per una potent successió (>600 m) de dipòsits de plataforma en la que s'hi pot reconèixer: un tram inferior de

margues i calcàries argiloses amb intercalacions de nivells de gresos i calcarenites, un tram intermedi constituït per calcàries urgonianes amb rudistes i orbitolines, i un tram superior detrític amb gresos, calcàries gresoses i margues (RANGHEARD, 1971; AZÉMA *et al.*, 1979b).

A la unitat de la Talaia de Sant Josep, situada en una situació intermedia entre les altres dues, la successió del Cretaci inferior és formada per uns 200 m de margues micàcies i gresoses amb intercalacions de nivells de calcàries argiloses (RANGHEARD, 1984). Aquesta successió enregistra el pas d'unes condicions d'ambient de plataforma soma (Valanginià) a d'altres de característiques d'ambients més profunds (Hauterivià-Albià).

I per últim, en els sectors més sudorientals de l'illa (unitat d'Eivissa), on la sedimentació va tenir lloc en ambients pelàgics i hemipelàgics, la sèrie cretàica inferior, amb una potència de 200 m, és constituïda en la seva totalitat per margues i margocalcàries (RANGHEARD, 1971).

Prebètic

El Cretaci inferior mostra un gran desenvolupament en el Prebètic oriental (fig. 53), tal com mostren la gran continuïtat lateral dels afloraments i les grans potències de les successions d'aquesta superseqüència (>600 m). En aquest sector, a diferència de la resta del domini bètico-balear, es reconeixen molt bé els límits inferior i superior de la superseqüència del Cretaci inferior. El límit inferior ve enregistrat per fons endurits i crostes ferruginoses situats entre el Berriasià superior i terminal. El límit superior queda marcat per l'arribada sobtada de terrígens en el trànsit Albià inferior-mitjà que, més al N i W, es disposen discordantment sobre diferents termes del Juràssic i Cretaci inferior (LÓPEZ-GARRIDO, 1971; GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982).

En general, el Cretaci inferior és format per successions de fàcies carbonàtiques de plataforma que cap al SE són parcialment substituïdes per termes margocalcaris de caràcter hemipelàgic (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1980; VERA *et al.*, 1982). En l'evolució sedimentària de l'àrea es distingeixen tres gran etapes: a) *Berriasià superior-Valanginià inferior*. Aquesta primera etapa ve caracteritzada per la deposició de calcàries, calcarenites i gresos que denoten ambients nerítics costaners dins d'un context de plataforma carbonàtica (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982). b) *Valanginià superior-Barremià mitjà*. Separada de l'anterior per una marcada discontinuïtat que queda enregistrada per fons endurits (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982), en aquesta etapa té lloc un ascens relatiu del nivell del mar que condiciona la deposició de calcàries margoses i margues de caràcter hemipelàgic que passen ràpidament cap a les zones marginals a dipòsits continentals -fàcies "Weald"- (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982). c) *Barremià superior-Albià inferior*. En aquesta última etapa, mitjançant un canvi més o menys gradual, torna a implantar-se un règim sedimentari de plataforma carbonàtica (AZÉMA, 1977; RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1982); el desenvolupament generalitzat d'àmplies plataformes queda reflectit per la sedimentació de calcàries i calcarenites en part dolomititzades (fàcies urgonianes).

Al solc de València, el Cretaci ha estat reconegut en la major part dels pous petrolers que s'han perforat en aquesta àrea. Únicament, en els sectors més septentrionals del marge ibèric i en algunes zones on la cobertura mesozoica es troba en posicions relativament elevades a causa de la tectònica cenozoica (horsts situats enfront del delta de l'Ebre, plecs prebètics situats davant la costa valenciana meridional) el Cretaci inferior és absent. Mentre en els sectors més septentrionals del marge ibèric la falta de dipòsits cretacs podria ser deguda a què no s'haguessin dipositat, a la resta sembla evident que la manca és deguda al desenvolupament de processos erosius durant gran part del Cenozoic (CLAVELL i BERÁSTEGUI, en premsa).

Les successions cretàiques inferiors de les àrees submergides mostren unes característiques força similars a les reconegudes en el marge ibèric. Només el pou Cabriel B2-A (fig. 51), situat aprop de l'illa d'Eivissa, el Cretaci inferior mostra afinitats bètico-balears. Concretament en aquest pou es reconeix una successió similar a l'observada en els sectors NW de l'illa d'Eivissa amb un Valanginià

amb fàcies de calcàries i dolomies de plataforma i un Neocomià format per calcàries argiloses i margues d'ambients profunds.

En la resta de pous, localitzats a la plataforma continental de la Península Ibèrica, el Cretaci inferior és format per fàcies de plataforma carbonàtica que en els sectors més centrals del solc són parcialment substituïdes per termes margocalcaris de caràcter hemipelàgic. En conjunt, malgrat les importants variacions de potència que presenta el Cretaci inferior i que en les zones més marginals la sèrie pot estar dolomititzada, es distingeix: a) Un Valanginià inferior format per calcàries, calcarenites i calcàries oolítiques amb algunes intercalacions argiloses lacustres, que reflecteixen ambients de plataforma carbonàtica i de transició. b) Una sèrie valanginiana superior-barremiana inferior configurada per calcàries d'aigüa dolça, calcarenites amb intercalacions de trams amb calcàries margoses i margues (zones centrals del solc) i algun nivell de lutites vermelles (zones més marginals); aquest conjunt, que inclouria diverses seqüències deposicionals definides per SALAS (1991a), reflecteix un període dominat per davallades del nivell del mar. c) Un Barremià superior-Albià inferior, de caràcter transgressiu, format essencialment per calcàries i calcarenites amb orbitolines que denoten el desenvolupament d'àmplies plataformes carbonàtiques. Cal destacar que, en les zones més sudoccidentals del solc (pou Golfo de Valencia F-1, fig. 51), i a l'igual que en les àrees emergides del marge, el Cretaci basal (Valanginià-Barremià inferior) és constituït gairebé exclusivament per dipòsits detrítics continentals (fàcies "Weald").

III-3.2.4: La superseqüència cretàica superior (K2)

Aquesta superseqüència comença amb la sedimentació terrígena siliciclàstica de la Fm. d'Escucha (Albià mitjà), i comprèn tots els materials dipositats entre l'Albià mitjà i el Senonià terminal (ROBLES, 1982; SALAS, 1987; 1989). El seu límit inferior és la discontinuïtat major situada a la base de la Fm. d'Escucha que es manifesta per una important disconformitat o/i discordança. Superiorment, la superseqüència del Cretaci superior és limitada per una disconformitat d'edat senoniana superior, que representa una important etapa d'erosió i carstificació amb desenvolupament de sòls laterítics i entrades de terrfgens siliciclàstics.

L'inici de la superseqüència cretàica superior coincideix, més o menys amb un important canvi del context geodinàmic de la vora oriental d'Ibèria. En efecte, si fins a l'Aptià el moviment entre les plaques africana i euroasiàtica havia estat divergent, a partir de l'Albià passa a ser convergent (vegeu apartat I-4.1). Com a conseqüència, en tot el conjunt de la Mediterrània occidental es crea una situació compressiva que dona lloc a l'inici de la formació dels Pirineus i a l'inversió tectònica de gran part de les falles normals que limitaven les conques mesozoiques. Concretament a l'àmbit estudiat, aquesta situació va originar, entre d'altres fets: l'aturament de l'activitat tectònica extensiva, l'emersió generalitzada dels marges de les conques mesozoiques i l'enfonsament progressiu de les àrees més septentrionals del marge ibèric (inici de la formació de la conca d'avantpafs dels Pirineus).

Aquest nou context regional queda clarament reflectit en les característiques estratigràfiques i sedimentològiques dels materials d'aquesta superseqüència. Així, el marcat esmorteïment de la tectònica extensiva, durant el Cretaci superior, fa que, en tota l'àrea que ara ocupa la Conca Catalano-balear es produeixi una marcada uniformització pel que fa a la seva evolució estratigràfica (fig. 55). En la major part de la regió considerada la sedimentació comença amb una sedimentació terrígena siliciclàstica, segueix amb carbonats marins d'aigües somes i finalitza amb terrfgens i carbonats, tant d'aigua dolça com marina (fig. 56). Únicament durant el Turonià es dipositen, en certs sectors, carbonats d'aigües més profundes. La dolomitització, en alguns d'aquests trams pot arribar a ser molt important.

L'esmorteïment de l'activitat tectònica extensiva origina, d'altra banda, una atenuació molt marcada de la subsidència diferencial (ROBLES, 1982; SALAS, 1987) i conseqüentment una homogeneïtzació de la configuració geomètrica de la conca. Per tant, el Cretaci superior no mostra canvis bruscs de potència, de manera que les variacions de potència que presenta són degudes a processos corticals regionals: subsidència postrift (SALAS i CASAS, 1990). Com a resultat, a excepció de les zones properes als Pirineus on el Cretaci superior assoleix un gran desenvolupament (SOUQUËT, 1986b), el Cretaci superior mostra un engruïment progressiu des de les zones marginals NW de la regió (0-100 m) cap a l'eix del solc de València -cubeta de les Columbrets- (>1000 m) i el SE -Prebètic- (>500 m).

La superseqüència deposicional del Cretaci superior ha estat subdividida en el marge ibèric de la Conca Catalano-balear (fig. 43) en quatre seqüències deposicionals: 1) SD de l'Albià mitjà -K_{2.1}-, 2) SD de l'Albià superior-Cenomanià mitjà -K_{2.2}-, 3) SD del Cenomanià superior-Turonià mitjà -K_{2.3}-, i 4) SD del Turonià superior-Senonià -K_{2.4}- (SALAS, 1987; 1991a/b; QUEROL, 1990).

SD de l'Albià mitjà (K_{2,1})

El límit inferior és la discontinuïtat major finalbiana inferior que ja hem esmentat. El límit superior és la discontinuïtat localitzada a la base de la Fm. d'Utrillas, la qual pot presentar-se com una discordança o truncament, o com una cuirassa ferralítica sobre la que es poden disposar directament els materials marins cenomaniens. Aquesta seqüència consta de dues unitats litostratigràfiques que mostren un grau important de recobriment expansiu (SALAS, 1987): la Fm. d'Escucha, formada per materials detrítics continentals i litorals i la Fm. de Montmell, que localitzada a les Cadenes Costaneres Catalanes i integrada per argiles vermelles i calcarenites d'orbitolines, denota la presència d'ambients marins somers i litorals (ROBLES, 1982).

Més al nord, al massís del Montgrí (Pirineus orientals), els materials carbonàtics i detrítics de l'Albià mitjà s'han subdividit recentment en tres seqüències deposicionals separades per una discontinuïtat regional (SOUQUET i PEYBERNÈS, 1991).

SD de l'Albià superior-Cenomanià mitjà (K_{2,2})

Limitada inferiorment per la discontinuïtat infraalbiana superior i superiorment per una paraconformitat que lateralment passa a superfícies ferruginitzades i perforades, la seqüència de l'Albià superior-Cenomanià mitjà enregistra el restabliment de les condicions marines a la vora oriental de la microplaca ibèrica. Aquesta seqüència inclou tant materials marins com continentals que s'organitzen en diverses unitats litostratigràfiques: la Fm. d'arenes d'Utrilles, la Fm. de calcàries i margues de Mosqueruela, la Fm. de margues i calcàries de can Xuec, la Fm. de dolomies taulejades i calcàries amb "Praealveolines" de Llaberia (ROBLES, 1982) i, per últim, la Fm. de calcàries d'Ares d'Alpont.

La distribució espacial i temporal d'aquestes formacions enregistra un canvi gradual en la paleogeografia general: la Fm. d'Utrillas denota la presència, durant l'Albià superior, d'una etapa d'emersió generalitzada que va permetre importants erosions i la deposició d'amplis tascons de sorres que, cap al S, passaven a indigitalitzar-se amb calcàries somers marines (Fm. d'Ares d'Alpont); la resta de formacions, que recobreixen expansivament les anteriors, mostren l'ampli desenvolupament de plataformes carbonàtiques durant el Cenomanià (transgressió cenomanià).

SD del Cenomanià superior-Turonian mitjà (K_{2,3})

El límit inferior de la seqüència és la discontinuïtat menor que ja s'ha descrit anteriorment. El seu límit superior és una discontinuïtat menor situada al sostre del Turonià mitjà que queda enregistrada pel desenvolupament de superfícies de ferruginització, acumulacions de glauconita i, més habitualment, d'una paraconformitat amb canvis significatius de litologies, i per tant de medis de sedimentació. Els materials d'aquesta seqüència s'han agrupat en diferents unitats litostratigràfiques segons les àrees considerades. A les Cadenes Costaneres Catalanes (Garraf, Salou i Llaberia), la seqüència cenomanià superior-turoniana mitjana és representada per la Fm. de calcàries massisses de la serra de Llaberia (ROBLES, 1982); a la cubeta del Maestrat, aquesta seqüència equival a la Fm. de dolomies del barranc dels Degollats; més al sud, a l'àrea valenciana, hi és enregistrada per dues unitats, la Fm. de calcàries i margues de Casas Medina i la Fm. de dolomies de La Ciudad Encantada. Totes aquestes formacions assenyalen que durant aquest període continuen les condicions de sedimentació carbonàtica marina a tota la vora oriental d'Ibèria, en ambients de tipus badia. A excepció de la zona de Llaberia-Salomó en la que es troben sediments més oberts amb influència pelàgica, la majoria dels sediments d'aquesta seqüència corresponen a facies de plataforma de tipus rampa.

SD del Turonià superior-Senonià (K_{2,4})

Limitada a la base per la discontinuïtat intraturoniana, l'última seqüència deposicional reconeguda en la cobertera mesozoica del marge ibèric és acotada superiorment per la gran discontinuïtat regional que separa les superseqüències del Cretaci superior i del Tanetià-Ypresià. És una seqüència amb una marcada evolució vertical de somerització creixent fins arribar a l'emersió. D'aquesta manera, mentre la part inferior de la seqüència és formada per carbonats massissos dipositats en ambients de plataforma soma, els quals prevalen fins el Santonià, la resta de la seqüència és representada, predominantment, per carbonats dipositats en ambients palustres i lacustres (SALAS, 1987). A l'àrea valenciana, situada en una posició més distal, la seqüència s'inicia amb la sedimentació de nivells més margosos i el trànsit marí-continentals té lloc en el Campanià. Litostratigràficament, aquest conjunt de sediments s'ha agrupat en una multitud d'unitats: Fm. de calcàries glauconítiques de la serra de Llaberia, Fm. de calcàries i margues dels Ports de Beseit, Fm. de calcàries d'El Órgano de Montoro, Fm. de margues i calcàries de La Cañadilla,

Fm. de calcàries de Fontanete, Fm. de margues d'Alarcón, Fm. de calcàries i bretxes de la serra d'Utiel i Fm. de calcàries i margues de la serra de Perentxisa.

En el domini bètico-balear, la manca d'estudis detallats d'anàlisi seqüencial del Cretaci superior ha donat lloc a què malgrat el caràcter predominantment som dels materials que el configuren, fins a l'actualitat no s'hagin subdividit en seqüències deposicionals. Present a la major part del domini bètico-balear (només no aflora a les illes de Menorca i Cabrera), les característiques sedimentològiques i estratigràfiques de les successions del Cretaci superior mostren que es van dipositar en una conca que s'aprofundia ràpidament cap al SE. Aquesta situació queda reflectida pel fet que mentre a les àrees més marginals de la conca (Prebètic extern) les successions de la superseqüència cretàica superior són formades essencialment per fàcies litorals o de plataforma, a les zones més internes (Prebètic intern, Mallorca i probablement Eivissa) el Cretaci superior és constituït per una alternança de fàcies pelàgiques i de plataforma més o menys externa.

A les àrees més marginals del domini, la superseqüència cretàica superior mostra una evolució estratigràfica força similar a la reconeguda en el marge ibèric (fig. 56): la sedimentació comença amb la deposició de sediments detrítics (Albià superior), evoluciona a carbonats de fàcies de plataforma amb intercalacions locals de dipòsits pelàgics (Cenomanià-Turonian) i finalitza amb fàcies carbonàtiques d'aigües dolces o de plataforma proximal. Així, en el Prebètic més extern, el Cretaci superior és format per: un Albià superior constituït per sorres dipositades en ambients fluvials, un Cenomanià-Turonian format per dolomies massisses de plataforma continental poc profunda, i un Senonià de fàcies de plataforma oberta i de "lagoon" (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982). Aquesta última unitat comprèn un tram inferior (Fm. de la serra de la Solana) de calcàries blanques bioclàstiques i després micrítiques, i un tram superior (Fm. de Mariasal) amb alternança de margues i calcàries margoses (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982).

A la resta del domini, és a dir a la major part de les àrees on aflora la superseqüència del Cretaci superior, a excepció dels termes més basals (Albià superior), prevalen els dipòsits corresponents a ambients pelàgics de plataforma oberta i de certa profunditat. Així, a l'illa de Mallorca, la successió del Cretaci superior mostra la presència d'un Albià superior poc potent constituït per margues detrítics dipositades en ambients de plataforma restringida, i d'un Cenomanià-Senonià format per un paquet de calcàries parcialment dolomititzades que denoten unes condicions de sedimentació de mar oberta de certa fondària (MATAILLET i PECHOUX, 1978; ÀLVARO *et al.*, 1982). A Eivissa, el Cretaci superior és format per una sèrie inferior margosa amb intercalacions gresoses d'edat albiana superior que denoten medis nerítics poc profunds, i una sèrie superior de calcàries micrítiques pelàgiques d'edat cenomaniano-santoniana (RANGHEARD, 1971; AZÉMA *et al.*, 1979b). Per últim, a les parts més internes de les Bètiques orientals (Prebètic intern), la superseqüència cretàica superior comprèn un Albià superior constituït per fàcies de plataforma proximal representades per calcàries micrítiques i oolítiques amb intercalacions margoses, un Cenomanià-Turonian format per un conjunt de calcàries de conca amb radiolaris, i un paquet superior (Senonià) de margues i calcàries margoses dipositades en medis pelàgics.

En gran part erosionats durant el Paleogen, els materials de la superseqüència del Cretaci superior només s'han reconegut en uns pocs pous petrolers del solc de València. En aquests pous (Grumete F-1X, Tarragona C-1, Tarragona E-2, Delta L-1, Golfo de Valencia F-1 i, probablement, Barcelona C-1; localitats 501, 409, 343, 412, 444 i 326 de la fig. 33), tots ells situats prop de la costa peninsular, el Cretaci superior mostra marcades analogies amb les successions reconegudes a terra. Així, per exemple, en el pou Golfo de Valencia F-1 (fig. 51), on el Cretaci superior es presenta força complet, la sèrie estratigràfica inclou de base a sostre:

1) Margues i argiles gris-verdoses (10 m) que indiquen una important regressió marina i que poden correlacionar-se amb les margues de Xera (Cenomanià mitjà).

2) Dolomies gris clares (90 m) amb alguna intercalació a la base d'argila vermella i de margues grises en el sostre. Aquestes dolomies sembla que per la seva posició que correspondrien a les formacions de dolomies d'Alcaroz, de Villa de Ves i de La Ciudad Encantada de l'àrea valenciana, i per tant s'els hi atribueix una edat cenomaniano superior-turoniana.

3) Margues grises (10 m) que podrien ser equivalents de les margues de la base del Senonià (Fm. de margues d'Alarcón).

4) Calcàries micrítiques ben estratificades que a la base presenten abundants intercalacions calcarenfiques. Cap al sostre, aquestes calcàries esdevenen bioclàstiques i mostren passades margoses. Datats com a senonians i amb una potència de 240 m, tots aquests dipòsits tenen les mateixes característiques que les formacions d'Utiel i de Perentxisa (Senonià superior).

Cal destacar que en aquest pou, les dades paleontològiques i estratigràfiques semblen indicar que hi ha una important llacuna estratigràfica entre les superseqüències cretàtica inferior i superior que comprendria l'Albià i la part inferior del Cenomanià.

III-3.2.5: Síntesi estratigràfica del Mesozoic a la regió de la Conca Catalano-balear

De les dades exposades es dedueix que la sedimentació mesozoica en la regió de la Conca Catalano-balear fou fortament condicionada per; a) l'activitat tectònica extensiva sinsedimentària i b) la seva situació en un marge del Tetis limitat a l'oest per les terres emergides d'Ibèria.

L'activitat tectònica extensiva sinsedimentària, desenvolupada al llarg de varies etapes de rifting (Triàsic inferior, Lias inferior, Carixià i trànsit Juràssic-Cretaci), va originar l'estructuració de l'àrea estudiada en un conjunt de cubetes i llandars orientats principalment ENE-WSW i NE-SW. Aquesta estructuració donà lloc a unes marcades i bruques variacions laterals de la taxa de subsidència al llarg de tota la conca, i com a resultat, de les potències i fàcies deposicionals de les successions mesozoiques.

Per la seva banda, la posició paleogeogràfica de la regió de la Conca Catalano-balear en un marge del Tetis caracteritzat pel desenvolupament de mars epicontinents que s'obrien i aprofundien progressivament cap a l'E i SE, donà lloc a que: 1) les successions mesozoiques estiguin formades per roques carbonàtiques marines, majoritàriament, d'aigües somes que presenten, en les seves parts més occidentals, abundants entrades de terrígens; 2) la sedimentació fos fortament influïda per les variacions globals del nivell del mar. A partir d'aquestes últimes, el Mesozoic de la regió de la Conca Catalano-balear s'ha subdividit en quatre superseqüències limitades per discontinuïtats majors que queden enregistrades, en el marge ibèric i en els llandars del domini bètico-balear, per discordances i disconformitats d'àmbit regional.

Superseqüència triàsica (Turingià - Retià). Inicialment d'un marcat caràcter sinrift, les successions que configuren aquesta superseqüència es mostren principalment ben desenvolupades al llarg de cubetes orientades NE-SW i NW-SE. Entre aquestes destaquen, per les potències de sediments acumulats, la del Maestrat, la de Cuenca-València i la Catalana (fig. 57). Les successions triàsiques consten de: a) un terme inferior (Buntsandstein), clarament sinrift, que és format per sediments terrígens més o menys grollers dipositats en ambients continentals, i b) un conjunt superior de successions continentals formades per terrígens més fins i evaporites (fàcies "Röt", Muschelkalk mitjà i Keuper) que presenten intercalades successions marines de caràcter carbonàtic som (Muschelkalk inferior i superior, i Fm. d'Imón). Aquestes successions marines denoten varis episodis transgressius provinents de l'est, tal com queda enregistrat pel seu major desenvolupament en les parts orientals de l'àrea estudiada (illes Balears).

Superseqüència juràssica (Hettangià - Berriasià superior). La sedimentació durant aquest període ve condicionada per: a) una important transgressió marina reflectida en el caràcter majoritàriament marí de les successions juràssiques; i b) el desenvolupament de tres importants etapes de rifting (Lias inferior, Carixià i Juràssic superior) que originen la fracturació de la plataforma en un conjunt de llandars i cubetes orientades d'E-W a NE-SW (fig. 57) i una progressiva profundització de la conca cap a l'E i SE. Així, mentre en el marge ibèric el Juràssic està integrat majoritàriament per successions carbonàtiques somes dipositades en sistemes de plataforma i rampa carbonàtica marina

oberta a l'E i SE, més al SE, en el domini bètico-balear, el Juràssic passa a ser format a partir del Dogger per sediments predominantment pelàgics i de talús.

Superseqüència cretàtica inferior (Berriasià terminal - Albià mitjà). Caracteritzada per l'entrada de materials detrítics a la conca, aquesta superseqüència ve fortament controlada per la l'última etapa de rifting mesozoica que, iniciada durant el Juràssic superior, va perdurar fins l'Albià inferior. La tectònica extensiva lligada a aquesta etapa va generar la reactivació de les falles que limitaven les principals cubetes juràssiques, donant com a resultat una coincidència de les àrees de màxima acumulació de sediments juràssics i cretácis inferiors (fig. 57). Encara que el caràcter sinrift de les successions cretáciques inferiors donà lloc a importants variacions laterals de fàcies i potències, en conjunt durant el Cretaci inferior es va mantenir el dispositiu paleogeogràfic generat durant el Juràssic. Així, les successions cretáciques inferiors del sector occidental del marge ibèric són formades per dipòsits carbonàtics de plataforma marina soma que mostren abundants entrades de dipòsits terrígens continentals i de carbonats d'aigües dolces; més al SE (sector oriental del marge ibèric i solc de València) són constituïdes per carbonats marins soms amb alguna intercalació margosa d'ambients profunds; i per últim, a les cubetes del domini bètico-balear passa a ser formada per turbidites i margues d'ambients pelàgics i hemipelàgics.

Superseqüència cretàtica superior (Albià mitjà - Senonià terminal). Durant aquest període es produeix una progressiva però ràpida atenuació de la tectònica extensiva que dóna lloc a una uniformització del registre estratigràfic i de les potències de les successions del Cretaci superior. No obstant i pel que fa al gruix del Cretaci superior, els processos de subsidència postextensius (subsidència tèrmica postrift) van ocasionar que aquest augmentés gradualment des del marge ibèric i Promontori balear cap a l'eix del solc de València i Prebètic (fig. 57). Quant al registre sedimentari, allà on es troben preservades, les successions d'aquesta superseqüència són formades essencialment per carbonats d'aigües somes que presenten intercalats nivells siliciclàstics i d'aigües dolces.

III-3.2.6: Roques ígnies del Mesozoic

A la vora oriental de la microplaca ibèrica, els processos extensius van conduir a un aprimament cortical acompanyat d'una notable activitat magmàtica que ha quedat enregistrada per dics intruïts en el sòcol hercinià i dipòsits volcànics interestratificats en la sèrie mesozoica. Aquesta activitat magmàtica no és va produir de manera continuada al llarg de tot el Mesozoic, sinó que es va concentrar en el Triàsic superior i el Juràssic mitjà (Lias superior-Dogger).

Triàsic superior

Present a tots els sectors on aflora el Triàsic (fig. 58), el magmatisme triàsic superior mostra un gran desenvolupament al Baix Ebre (MITJAVILA i MARTÍ, 1986), a l'àrea de Caudiel (LAGO *et al.*, 1988), i a les Serres de Tramuntana de Mallorca (NAVIDAD i ÁLVARO, 1985; ENRIQUE, 1986). En conjunt, els productes resultants d'aquesta activitat magmàtica són de tres tipus: a) laves basàltiques olivíniques i dipòsits piroclàstics clarament interestratificats en els sediments del Muschelkalk mitjà i Keuper; b) dics-capa ("sills") i dics de composició basàltica alcalina amb textura intergranular encaixats en materials triàsics; i, localment c) dics-capa i dics formats per roques subalcalines. Segons la majoria d'autors (NAVIDAD i ÁLVARO, 1985; MITJAVILA i MARTÍ, 1986; LAGO *et al.*, 1988), aquest conjunt de roques són alcalines de tipus intraplaca continental poc diferenciades.

Juràssic mitjà

L'activitat magmàtica del Juràssic mitjà, a diferència de la triàsica, es concentra en dues àrees on el magmatisme alcalí queda reflectit per productes molt diferents: l'àrea de Caudiel (sector valencià de la Serralada Ibèrica) i el sector septentrional de les Cadenes Costaneres Catalanes (fig. 58).

A la primera àrea, el magmatisme juràssic queda enregistrat per varis nivells de dipòsits piroclàstics que s'intercalen en les successions carbonàtiques del Pliensbaquià, Toarcià i Bajocià (GAUTIER, 1968; ORTÍ i SANFELIU, 1971; GÓMEZ *et al.*, 1976). Amb una gran extensió areal (desenes de quilòmetres), les característiques d'aquests dipòsits són congruents amb emissions basàltiques i traquibasàltiques al llarg de fractures orientades NW-SE i NE-SW (ORTÍ i VAQUER, 1980).

D'altra banda, a les parts més septentrionals de les Cadenes Costaneres Catalanes, en els materials del sòcol hercinià, aflora un conjunt de dics de lampròfirs que han estat datats radiomètricament com d'edat juràssica mitjana (CHESSEX *et al.*, 1967). Aquests dics mostren també una afinitat alcalina (SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, 1936) i presenten una orientació preferent NE-SW a ENE-WSW i, localment, NW-SE.

II-4: EL PALEOGEN

Durant el Paleogen, l'evolució del marge oriental d'Ibèria ve condicionada pel desenvolupament de processos compressius que resulten de la convergència d'Àfrica i Euràsia, en la què es es diferencien dues etapes: a) la primera (Cretaci superior-Oligocè inferior) en la que la convergència entre Àfrica i Euràsia va originar un apropament entre Ibèria i Europa i, b) la segona etapa (Oligocè superior-Peistocè), que s'inicià després de la col·lisió entre les plaques mencionades, en la que la convergència es resol únicament en el límit Ibèria-Àfrica (SRIVASTAVA *et al.*, 1990; ROEST i SRIVASTAVA, 1991). Les deformacions que resulten d'aquests moviments no només van afectar els marges de la microplaca ibèrica sinó també el seu interior produint la inversió de les cubetes mesozoiques preexistents. Així, durant la primera etapa, que comprèn gran part del Paleogen, els processos compressius generats per l'apropament Ibèria-Euràsia no tan sols van afectar al marge septentrional de la microplaca ibèrica, on es va edificar l'orogen pirinenc, sinó que també van afectar àrees més internes i meridionals d'aquesta (Cadenes Costaneres Catalanes, Serralada Ibèrica, etc).

En aquest marc geodinàmic, a la part oriental de la microplaca ibèrica, durant el Paleogen, es va produir un canvi paleogeogràfic radical. Mentre les àrees prèviament subsidents (cubetes mesozoiques) emergien i s'estructuraven en edificis compressius, les àrees que anteriorment es trobaven emergides van passar a convertir-se en zones on s'acumulaven els sediments provinents del desmantellament de la cobertora mesozoica. Les deformacions compressives que van provocar aquest canvi no es van produir simultàniament en tota l'àrea estudiada, sinó que iniciades en els Pirineus durant el Cretaci superior (SIMÓ i PUIGDEFÀBREGAS, 1985; VERGÉS i MARTÍNEZ, 1988) van anar propagant-se progressivament cap al S i SE. Així, mentre la inversió tectònica de les parts més septentrionals de la regió considerada (N de les Cadenes Costaneres Catalanes) va començar a l'Eocè inferior, aquesta començava durant l'Eocè superior a la resta de les Cadenes Costaneres Catalanes (ANADÓN *et al.*, 1985), i finalment s'iniciava en el SE de la Serralada Ibèrica i NW de Mallorca durant l'Oligocè (GUIMERÀ, 1988; RAMOS-GUERRERO *et al.*, 1989a). Aquesta migració de la deformació va originar que la interrupció de la sedimentació a les cubetes desenvolupades durant el Mesozoic a la regió de la Conca Catalano-balear no tingués lloc en el mateix moment. En el marge ibèric coincidí amb el trànsit del Cretaci al Terciari (ANADÓN *et al.*, 1979) i en el domini bètico-balear la interrupció es va produir a l'Oligocè inferior-mitjà (AZÉMA, 1977; RAMOS-GUERRERO, 1988).

Aquests trets evolutius queden clarament reflectits en la distribució dels sediments paleogens en la Conca Catalano-balear (fig. 59). En el marge ibèric els sediments paleogens es diposen, principalment, en un conjunt de conques sedimentàries genèticament lligades a l'edificació dels sistemes contractius. Així, en aquesta àrea el Paleogen s'acumula en conques d'avantpafs adosades a sistemes d'encavalcaments -conca de l'Ebre-, en conques a coll-i-bé (en anglès "piggy-back") individualitzades a l'interior dels cinturons d'encavalcaments -cubetes d'Aliaga, de Montalbán- o en conques desenvolupades al llarg de sistemes de falles direccionals -fossa de Campins, cubeta de Móra-. Per contra, en el domini bètico-balear, encara que preservats en petits afloraments, els dipòsits paleogens indiquen la presència d'un dispositiu paleogeogràfic similar al del Cretaci superior. En general, el Paleogen d'aquest domini denota la presència d'una gran conca marina oberta cap al SE (Tetis). Aquest dispositiu, en les Bètiques orientals desapareix parcialment durant l'Oligocè amb l'inici de les

deformacions compressives dels sectors més nordoccidentals del domini (Prebètic extern i Serres de Tramuntana de Mallorca) que compartimenten la part nordoccidental de la conca en petites cubetes separades per llindars orientats ENE-WSW a NE-SW.

A part d'aquest conjunt de dipòsits paleògens reconeguts a les àrees emergides que envolten el solc de València, la investigació petrolera duta a terme en la plataforma continental de la Península Ibèrica ha constatat la presència de Paleogen en aquestes àrees. D'edat, probablement, eoceno superior-oligocena superior i reconeguts puntualment, el lligam entre aquests dipòsits i els de les àrees emergides no està clar.

Per facilitar-ne la descripció s'ha diferenciat el Paleogen del marge ibèric, el del domini bètico-balear i el del solc de València.

El marge ibèric de la Conca Catalano-balear

La sedimentació paleògena en aquests sectors va ser fortament controlada, des d'un inici, per l'activitat de les estructures contractives dels Pirineus, Cadenes Costaneres Catalanes i Serralada Ibèrica. Disposats en conques generades per l'edificació d'aquests sistemes contractius, els sediments paleogens mostren una evolució en gran part condicionada per la forta activitat tectònica dels marges de les conques. Cal recordar, que aquesta no només és responsable de les variacions geomètriques dels marges de les conques, sinó que també controla la situació dels depocentres, les entrades d'aports terrígens i les taxes de subsidència. En aquelles conques comunicades amb el mar, com la conca de l'Ebre durant l'Eocè per exemple, la sedimentació va estar també regulada pels canvis del nivell del mar que van originar transgressions i regressions.

Des del punt de vista genètic, i tal com s'ha indicat anteriorment, entre les conques paleògenes del marge ibèric es poden diferenciar la conca de l'Ebre, les cubetes interiors dels cinturons d'encavalcaments de la Serralada Ibèrica i, les cubetes i fosses generades pels moviments direccionals de les falles que configuren les Cadenes Costaneres Catalanes.

Conca de l'Ebre.

És la conca paleògena de dimensions més grans del marge ibèric i correspon a la conca d'avantpaís surpirinenca (RIBA *et al.*, 1983; PUIGDEFABREGAS *et al.*, 1986). Està limitada també, en la resta dels seus marges, per edificis contractius (Cadenes Costaneres Catalanes, Zona d'Enllaç i Serralada Ibèrica), de manera que pot considerar-se una conca d'avantpaís comuna a totes aquestes unitats. Generada per la flexió cortical relacionada amb l'estructuració dels Pirineus durant el Paleogen, la conca de l'Ebre mostra una clara asimetria, de manera que les zones més subsidents se situen arran dels Pirineus. Així, mentre a les zones centrals de la conca el Terciari no supera els 1000 m, a les zones més septentrionals ateny potències de 3000 fins a 5000 m (RIBA *et al.*, 1983). L'apilament, encara de menor importància, de làmines d'encavalcament a la Zona d'Enllaç i Serralada Ibèrica (Serres de Cameros i de la Demanda per exemple), va associat també al desenvolupament de solcs sedimentaris a la conca de l'Ebre arran d'aquestes estructures.

El rebliment de la conca és format per sediments que van des del Paleocè fins al Miocè inferior-mitjà. El Paleocè i l'Eocè afloren principalment al nord, a l'extrem nordoriental de la conca i en petits afloraments arran de les Cadenes Costaneres Catalanes; l'Oligocè ho fa predominantment en els sectors

orientals i meridionals de la conca; i per últim, el Miocè apareix en el centre i oest. Els sediments que rebleixen la conca de l'Ebre es van dipositar en una gran varietat d'ambients deposicionals, des de marins profunds fins a no marins al.luvials, fluvials o lacustres (ANADÓN, 1978; COLOMBO, 1980; CABRERA, 1983; RIBA *et al.*, 1983; BUSQUETS *et al.*, 1985; SÁEZ, 1987; ANADÓN *et al.*, 1989a; GONZÁLEZ, 1989; PÉREZ, 1989; SALVANY, 1989). En general, la sedimentació es va produir en medis no marins, de manera que només foren dipositats sediments marins durant les transgressions ilderiana-cuisiana i luteciana-priaboniana (Eocè) a les parts més septentrionals de la conca (fig. 60).

L'evolució seqüencial d'aquests sediments reflecteix les variacions del nivell del mar i la migració de la deformació des dels Pirineus (Cretaci superior-Miocè inferior) cap als marges meridionals de la conca, on aquesta no va començar fins a l'Eocè mitjà-superior.

Discordantment per sobre del sòcol hercinià i la cobertora mesozoica, el rebliment de la conca de l'Ebre va iniciar-se durant el Paleocè superior i Eocè més inferior amb la sedimentació de dipòsits que enregistren l'inici de l'activitat tectònica a les àrees més septentrionals de la conca i la transgressió ilderiana-cuisiana (figs. 60 i 61). D'aquesta manera, mentre a les àrees meridionals s'hi van sedimentar materials fins en ambients de plana lutítica amb llacs, a les zones centrals i septentrionals es van dipositar sediments marins de fàcies de plataforma carbonàtica. Sincrònicament, arran de l'extrem nordoriental de les Cadenes Costaneres Catalanes s'intercalen els primers materials detrítics grollers que denoten el començament en aquestes àrees de l'activitat compressiva (ANADÓN *et al.*, 1985).

Durant la resta de l'Eocè (Cuisià-Priabonià) la propagació de la deformació contractiva de NE a SW a les Cadenes Costaneres Catalanes i la progressiva emersió de les làmines d'encavalcaments pirinenques van conduir a la deposició d'importants ventalls de materials grollers al llarg dels marges oriental i septentrional de la conca de l'Ebre (fig. 61). El caràcter sintectònic d'aquests conglomerats es manifesta pel desenvolupament de discordances sintectòniques intraformacionals (RIBA, 1973; ANADÓN *et al.*, 1986; COLOMBO, 1986; COLOMBO i VERGÉS, 1991). Més al sud, en la meitat meridional de la conca i en el seu marge SE va continuar la sedimentació de materials continentals fins. En canvi, a les àrees centrals i septentrionals de la conca, l'Eocè és format per successions integrades per fàcies detrítics fines (continentals i marines), carbonàtiques i, localment, evaporítiques. La disposició espacial i temporal d'aquestes fàcies no només ve condicionada per l'evolució estructural dels sistemes contractius que envolten la conca, sinó també per les variacions del nivell del mar. PUIGDEFÀBREGAS *et al.* (1986) han distingit dins d'aquest període 6 seqüències deposicionals limitades per discontinuïtats. Aquestes discontinuïtats queden enregistrades per abruptes canvis en la distribució regional de fàcies i discordances que passen a conformitats cap al centre de la conca.

En el trànsit Eocè superior-Oligocè la conca de l'Ebre passa a ser endorreica amb un ampli desenvolupament de sistemes al.luvials i lacustres (fig. 60). Per tant, la sedimentació passa a ser controlada bàsicament per l'estructuració tectònica dels marges i pels moviments corticals associats. La progressiva migració de la deformació cap al S i l'W va produir, al llarg de l'Oligocè i Miocè inferior, el desplaçament en aquest sentit del depocentre de la conca i dels ventalls al.luvials sintectònics. Durant l'Oligocè inferior, mentre la sedimentació de materials grollers va disminuir fortament arran de les falles del Vallès-Penedès i del Camp (NE de les Cadenes Costaneres Catalanes), més al sud, a prop de la Zona d'Enllaç i de les Cadenes Costaneres meridionals i com a conseqüència de l'estructuració compressiva d'aquestes, la sedimentació grollera va esdevenir predominant (ANADÓN *et al.*, 1985). En la resta de la conca, tal com s'ha indicat anteriorment, la sedimentació va estar dominada per la sedimentació de dipòsits continentals i lacustres

Cubetes internes de la Serralada Ibèrica i de la Zona d'Enllaç.

A l'interior de la Zona d'Enllaç i en els cinturons d'encavalcaments que voregen la Serralada Ibèrica hi ha un seguit d'afloraments de materials terciaris disposats en cubetes sinclinals individualitzades que mostren una estructura interna més o menys complexa. Es poden diferenciar a) les cubetes generades per les estructures compressives i reblertes de dipòsits sincompressius, i b) els afloraments de roques terciaries precompressives preservades de l'erosió a causa de la seva situació en àrees deprimides (per exemple sinclinals). Moltes de les cubetes del primer tipus es troben limitades per encavalcaments que afecten totalment o parcialment els materials terciaris, i algunes són del tipus coll-i-bé (GUIMERA, 1988), és a dir conques desplaçades conjuntament amb la làmina d'encavalcament sobre la que es troben. D'entre aquest conjunt d'afloraments, destaquen per la seva magnitud les cubetes de Montalbán i Aliaga en el marge NE de la Serralada Ibèrica, les de Dues Aigües, Siete Aguas i Martés en el marge SW de la Serralada Ibèrica (àrea valenciana), les de Las Cuevas de Cañart, Bordón, Aiguaviva i Rossell a la Zona d'Enllaç, i per últim, els afloraments de Salou a les Cadenes Costaneres Catalanes.

Els materials terciaris que rebleixen aquestes cubetes solen ser pre i sincompressius, com queda patent pel fet que es presenten deformats pels encavalcaments i estructures de plegament paleògenes. En algunes cubetes, tanmateix, per sobre d'aquests materials i mitjançant contactes nets o graduals s'han reconegut materials clarament postcompressius que es disposen subhoritzontalment fossilitzant les estructures compressives paleògenes.

Els dipòsits precompressius, d'edat paleocena superior a eocena basal (VILLENA *et al.*, 1973; COLOMBO, 1980; COLOMBO i CAUS, 1984; ARASA i COLOMBO, 1991), estan constituïts per successions poc potents de lutites vermelles, caliches, calcàries i gresos. Aquests materials denoten ambients de plana al·luvial distal, lacustres i localment, marins -Salou- (COLOMBO i CAUS, 1984) desenvolupats en àrees de dèbil activitat tectònica. El Terciari sincompressiu, és format per successions molt més grolleres i potents que presenten discordances angulars a les vores de les conques i en els contactes amb les macroestructures compressives (GUIMERA, 1988). Litològicament són integrades per conglomerats, gresos, lutites i algun nivell de guix dipositats en ambients de fàcies proximals de con al·luvial. Per últim i dipositat expansivament per sobre dels anteriors, el Terciari postcompressiu (Miocè inferior-mitjà) és format per successions continentals amb un marcat caràcter granodecreixent.

Cubetes i fosses de l'interior de les Cadenes Costaneres Catalanes.

El moviment direccional sinistre de les falles NE-SW de les Cadenes Costaneres Catalanes, va generar durant el Paleogen el desenvolupament de les cubetes de Móra i Campins.

La primera (cubeta de Móra), correspon a una conca marginal de la conca de l'Ebre individualitzada durant l'Eocè mitjà-superior com a conseqüència del moviment sinistre de la falla Gandesa-Ulldemolins que va ocasionar l'aixecament de l'anticlinori de Cavalls-Pàndols (TEIXELL, 1988). Sobre el Paleocè i Eocè dipositat prèviament a l'individualització de la cubeta, el rebliment propi de la cubeta de Móra és format per successions detrítiques grolleres (conglomerats, bretxes i gresos) d'edat compresa entre l'Eocè mitjà i el Paleogen superior (COLOMBO, 1980; CABRERA *et al.*, 1985a; TEIXELL, 1988).

Localitzada a l'extrem nord-est de la falla del Vallès-Penedès, la fossa de Campins és molt més recent -Estampà superior- (ANADÓN i VILLALTA, 1975) i mostra una estructura força diferent. Es tracta d'una fossa intensament deformada que es troba limitada, arran de la falla del Vallès-Penedès, per escates encavalcants. El seu rebliment, d'uns 330-800 m de potència, és constituït per una unitat inferior al·luvial formada per arcoses, una unitat intermèdia lacustre integrada per lutites, calcàries i "oil-shales" i una unitat superior també al·luvial formada per conglomerats i arcoses (ANADÓN, 1986; ANADÓN *et al.*, 1989b).

El domini bètico-balear

A diferència del marge ibèric, la sedimentació paleògena en el domini bètico-balear va ser controlada fonamentalment per les variacions del nivell del Tetis del que constituïa el seu marge occidental (DERCOURT *et al.*, 1986). La influència de l'activitat tectònica compressiva, només va ser important a partir de l'Oligocè, tot i que durant tot el Paleogen aquesta regió es trobava sota un règim compressiu.

Com ja s'indicat, en aquest domini, el Paleogen només es troba en petits afloraments situats a les Bètiques orientals i a les illes de Menorca, Mallorca i Cabrera. En conjunt, i malgrat la forta tectonització que han sofert posteriorment els materials paleogens, les successions preservades en aquests afloraments reflecteixen una disposició paleogeogràfica regional típica de vora de conca, amb a) unes àrees emergides situades al NW, b) un cinturó central de fàcies continentals, lacustres i litorals, i c) uns sectors sudorientals amb sediments marins que denoten una profundització de la conca cap al SE. Tanmateix, l'anàlisi detallada de les successions paleògenes a les illes i a les Bètiques orientals mostren

que entre aquestes dues àrees hi ha importants diferències quant a l'estratigrafia i evolució paleogeogràfica.

Illes Balears

El Paleogen de les illes Balears és format per sediments continentals i marins, d'edats compreses entre el Lutecià terminal i el Catià, que es disposen discordantment sobre el Cretaci inferior i superior (HERMITE, 1879b; VIDAL, 1905; COLOM, 1975; LÓPEZ-CIVIT i SERRA-KIEL, 1979; SÀBAT i SANTANACH, 1985; ANGLADA i SERRA-KIEL, 1986; ESCANDELL *et al.*, 1986-87; RAMOS-GUERRERO, 1988). Aquests sediments, mostren un dispositiu paleogeogràfic caracteritzat per uns dominis paleogeogràfics septentrionals (Serres de Tramuntana i Menorca ?) on predomina la sedimentació al.luvial i lacustre, i uns dominis meridionals (Serres de Llevant i Cabrera) en els que el Paleogen és constituït per sediments de plataforma marina (COLOM, 1975; POMAR *et al.*, 1983a; RAMOS-GUERRERO, 1988).

A partir d'estudis d'anàlisi seqüencial recents (RAMOS-GUERRERO *et al.*, 1989a; 1989b), els materials paleogens de les illes Balears s'han agrupat en dues seqüències deposicionals separades per una discontinuïtat major enregistrada per superfícies erosives (fig. 62). La seqüència inferior (Lutecià superior-Bartonià), integrada per dos cicles transgressius, és formada per sediments marins de plataforma (àrees sud i sudest de Mallorca i Cabrera) i dipòsits lacustres amb intercalacions de sediments fluvials (àrees nord i noroest). La seqüència superior (Priabonià-Catià), consta també de dos cicles: un cicle inferior, transgressiu, constituït per sediments terrígens dipositats en ambients marins, i un cicle superior format per dipòsits al.luvials proximals (Serres de Tramuntana i Menorca) i distals amb intercalacions lacustres (àrees centrals de Mallorca i Cabrera).

Aquestes seqüències condicionades pels canvis relatius del nivell del mar, reflecteixen també l'evolució del context geodinàmic en el que es desenvolupen. Així, mentre la seqüència inferior i el cicle inferior de la superior enregistren un marc tectònic estable, el cicle superior de la seqüència superior denota una inestabilitat tectònica, que ocasionà importants relleus al NW de Mallorca (RAMOS-GUERRERO *et al.*, 1989a; 1989b).

Bètiques orientals

En aquest sector, el Paleogen assenyalava la presència d'una conca de característiques similars a las del Cretaci superior i queda enregistrat per una successió contínua de sediments que comprèn des del Paleocè inferior fins a l'Oligocè. La distribució de les diferents fàcies, tant les continentals com les marines, reconegudes en aquest sector mostra un dispositiu paleogeogràfic típic d'un marge de conca que s'aprofundeix ràpidament cap al S i SE. Mentre en el Prebètic extern, la sedimentació paleògena ve caracteritzada per la deposició de successions poc potents (<400 m) de dipòsits nerítics i continentals, cap al Prebètic intern aquestes passen a ser més potents (>800 m) i formades per sediments dipositats en medis pelàgics i hemipelàgics (AZÉMA, 1977; RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1977). Igual que a les illes Balears, tots aquests materials es van sedimentar sota unes condicions tectòniques caracteritzades per: una primera etapa de relativa estabilitat tectònica (Paleocè-Eocè), i una segona etapa amb desenvolupament d'estructures contractives (Oligocè). Aquesta darrera etapa queda reflectida per discordances angulars, l'entrada de sediments terrígens i per brusques variacions laterals de les potències i fàcies de les successions oligocenes.

L'anàlisi estratigràfica d'aquestes successions posa de manifest que aquest conjunt de materials es disposen en un conjunt de seqüències marines regressives que a l'Oligocè finalitzen, en alguns casos, amb sediments continentals. Aquest caràcter regressiu indica que al llarg del Paleocè i Eocè la línia de costa tendí a situar-se en posicions cada cop més meridionals (AZÉMA, 1977).

A falta d'estudis detallats d'anàlisi seqüencial, el Paleogen de les Bètiques orientals pot subdividir-se en una sèrie paleocena-eocena i una sèrie oligocena (MOSELEY, 1973; MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.*, 1975; AZÉMA, 1977). El límit entre ambdues sèries és una discontinuïtat regional que queda assenyalada per una llacuna estratigràfica que comprèn l'Eocè superior i l'Oligocè inferior (AZÉMA, 1977). La sèrie inferior, separada del Cretaci superior per una discontinuïtat major (RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1977), és constituïda per materials detrítics continentals (lutites i gresos principalment) que graden al sud a roques carbonàtiques i gresos dipositats en medis marins soms, i finalment a margues hemipelàgiques (HILLEBRANT, 1974; AZÉMA, 1977). Amb un dispositiu paleogeogràfic similar, l'Oligocè és representat per dos cinturons de fàcies, un de nordoriental format per dipòsits continentals i

lacustres (margues, gresos i conglomerats), i un cinturó suroriental constituït per calcàries i margocalcàries de plataforma carbonatada.

El solc de València

Les investigacions petrolieres dutes a terme en aquests últims 20 anys en la Mar Catalano-balear han mostrat l'existència de dipòsits paleogens al solc de València. En concret, materials datats i/o atribuïts al Paleogen mitjançant palinomorfs han estat perforats en diversos sondatges petroliers situats aprop del camp d'Amposta i en els sectors nordorientals de la plataforma continental de la Península Ibèrica (fig. 59).

A partir de les dades subministrades per aquests pous i pels perfils de sísmica multicanal disparats per les companyies petrolieres, s'observa que el Paleogen, en aquestes àrees, va ser intensament erosionat a principis del Neogen. És per això que les successions paleògenes més completes se situen en el fons de les cubetes i fosses generades durant el rifting neogen. En general, el Paleogen és format per successions continentals, lacustres i evaporítiques que es disposen discordantment tant sobre la cobertora mesozoica com sobre el sòcol hercinià. Els nombrosos canvis laterals de fàcies que mostren aquestes successions, així com, la fragmentació dels afloraments i la precarietat de les datacions realitzades, dificulta enormement qualsevol intent de correlacionar els sediments paleogens dels diferents sectors del solc de València. Per facilitar-ne la descripció, s'ha subdividit el solc de València en tres sectors en els quals els problemes de correlació queden parcialment minimitzats.

La conca de Sant Feliu de Guixols

Separat de la conca de Barcelona pel llinar d'Arenys-Tossa, en aquesta conca el Paleogen aflora extensament assolint les seves màximes potències (1900 m) a l'interior de la semi-fossa neògena de Sant Feliu de Guixols (fig. 60). De les dades obtingudes en els pous petroliers realitzats, se'n dedueix que el Paleogen és format per materials detrítics continentals i lacustres d'edat Eocè superior-Oligocè mitjà. En general, malgrat els nombrosos canvis laterals de fàcies que presenten aquests materials, les successions paleògenes mostren la presència de dues etapes amb característiques estratigràfiques ben diferenciades:

a) *Eocè superior-Oligocè inferior*: De caràcter principalment continental àrid (MEDIALDEA *et al.*, 1989), les successions d'aquest període mostren la presència d'uns sistemes al·luvials localitzats en els sectors nord de la conca que passen gradualment al sud a sistemes lacustres i evaporítics. De manera que, mentre en les successions septentrionals aquest període queda enregistrat per la sedimentació de terrígens més o menys grollers, en les zones més meridionals l'Eocè superior-Oligocè inferior és format per lutites vermelles que intercalen calcàries argiloses i margues laminades amb anhidrita. Aquesta polaritat sedimentària, més el caràcter granodecreixent del conjunt de les successions, palesa la presència durant l'Eocè superior-Oligocè inferior d'un marge actiu situat al nord de la conca.

b) *Oligocè mitjà-superior (?)*: Durant aquest període la sedimentació denota un important canvi paleogeogràfic. La sedimentació que prèviament estava controlada per la presència d'un marge actiu situat al nord, passa a ser controlada principalment per la l'activitat de les falles NE-SW que limiten la fossa de Sant Feliu de Guixols (MEDIALDEA *et al.*, 1989). Aquesta activitat queda reflectida per la sedimentació de dipòsits continentals al.luvials (conglomerats i gresos) en les vores de la conca que passen cap al centre d'aquesta a ser de tipus lacustre (margues calcàries). A les àrees situades al nord de la conca de Sant Feliu de Guixols, aquesta etapa queda reflectida per la sedimentació de margues, lutites, dolomies i anhidrites dipositades en ambients lacustres. Cal assenyalar, que en els termes superiors d'alguna d'aquestes successions s'han reconegut gresos calcàris i dolomífics que semblen indicar la presència de medis marins de transició i/o plataforma.

La conca de Barcelona

En aquest sector, i encara que s'han reconegut materials paleogens en alguns llandars (sondatge Barcelona D-1; núm. 568 de la fig. 59), les successions paleògenes és troben únicament ben preservades a l'interior de la semi-fossa neògena de Barcelona. Els palinomorfs mostrejats en aquestes successions només permeten acotar l'edat d'aquest conjunt entre l'Eocè superior i l'Oligocè superior (CRAVATTE, 1980). Els sondatges realitzats mostren que aquest paleogen presenta grans variacions laterals de fàcies. Així, mentre a la vora SE de la conca (sondatge Barcelona C-1: núm. 326 de la fig. 59) és constituït per conglomerats, gresos i lutites vermelles dipositats en medis continentals al.luvials, en el centre de la conca (sondatge Barcelona B-1; núm. 350) aquest passa a ser format, gairebé exclusivament, per una potent seqüència evaporítica d'origen indeterminat (BARTRINA *et al.*, en premsa).

Els estudis recents realitzats en aquest sector (BARTRINA i JURADO, 1990; BARTRINA *et al.*, en premsa) mostren un engruïment de les successions paleògenes cap a la falla que limita pel NW la fossa i l'existència de discordances a l'interior d'aquestes successions (fig. 63). Aquests fets denoten que la sedimentació paleògena en aquesta àrea va ser controlada pel moviment normal de la falla NE-SW que limita pel NW la semi-fossa de Barcelona (BARTRINA *et al.*, en premsa).

A més d'aquests sediments, en el sondatge Barcelona D-1 (situat en un llandar fora de la conca), s'han reconegut entre la sèries cretàica i neògena una successió lacustre formada per carbonats i carbons d'edat desconeguda que s'ha vingut atribuït al Paleocè de fàcies garumniana.

Els afloraments d'Amposta

A les rodalies de la semi-fossa d'Amposta (fig. 60), els sondatges petrolers Castellon E-1 i San Carlos III-1 (sondatges núm. 273 i 522 de la fig. 59) han posat de manifest l'existència de successions detrítiques continentals oligocenes per sota dels sediments neogens. De potència reduïda, són formades per conglomerats, gresos i lutites de colors vermells i verds. Aquestes successions es troben situades en petites semi-fosses orientades NE-SE i la seva evolució està fortament condicionada pel moviment normal de les falles que les limiten (GARCÍA-MALLO, com pers.).

A la resta del solc de València (sectors centrals i orientals), la manca de sondatges petroliers no permet discernir si el Paleogen s'hi va sedimentar o no. Tanmateix, en alguns sectors centrals de la conca, el potent gruix de la sèrie preneògena possibilita que aquest es trobi representat. Per exemple, en la cubeta de les Columbrets, les línies sísmiques mostren per sobre del Cretaci inferior ben datat una potent sèrie sedimentària de més de 2000 m que segons SOLER *et al.* (1983) inclouria la resta del Cretaci inferior, el Cretaci superior i un Paleogen de característiques similars a les reconegudes en el Paleogen del Prebètic.

II-5: EL REBLIMENT NEOGEN DE LA CONCA CATALANO-BALEAR

Dins d'un marc regional caracteritzat encara per l'apropament d'Eurasia i Àfrica, en el trànsit Paleogen-Neogen, el marge oriental de la microplaca ibèrica passa d'una situació dominada per la formació generalitzada d'estructures compressives a una altra on interaccionen processos compressius i extensius. En aquesta nova situació geodinàmica, es poden diferenciar dues etapes: la primera, d'edat miocena inferior-mitjana, en la que simultàniament es desenvolupen processos compressius en el Promontori Balear i extensius en les parts centrals i nordoccidentals de la Conca Catalano-balear; i la segona etapa, iniciada en el Miocè mitjà, en què tota l'àrea passa a ser sotmesa a processos principalment extensius.

Aquesta evolució geodinàmica queda reflectida per: a) el desenvolupament d'un important vulcanisme neogen, primer de caràcter calcoalcalí i posteriorment alcalí; b) l'edificació, en el període comprès entre l'Oligocè superior i el Miocè mitjà, del sistema d'encavalcaments de les Bètiques que va anar acompanyat de la formació de petites conques compressives d'avantpaís i/o a "coll-i-bé"; i c) la creació d'un ampli conjunt de conques extensives, en els intervals Oligocè superior-Miocè inferior (àrees centrals i nordoccidentals de la Conca Catalano-balear) i Miocè mitjà-superior (àrees sudorientals de la conca), reblertes per potents successions majoritàriament sedimentàries. Entre aquestes conques destaca per la seva magnitud la del solc de València, la qual, durant el Miocè inferior i mitjà, es va comportar en les seves parts més sudorientals, com conca d'avantpaís de les Bètiques a l'escala d'aquest segment de l'orogen. Aquesta conca, configurada a partir de l'amalgama de diverses conques tant extensives com compressives, és reblerta per successions constituïdes per materials tant sedimentaris com ignis d'edats compreses entre l'Oligocè més superior i l'actualitat. La mitjana de potència d'aquestes successions és de 3000-3500 m.

Les característiques estratigràfiques i sedimentològiques del rebliment d'aquestes conques estan fortament influïdes per l'activitat tectònica sinsedimentària i per les variacions del nivell del mar de la Mediterrània occidental al llarg del Neogen. Així, la diferent evolució i estructuració tectònica dels marges ibèric i bètico-balear donà lloc a què la successió estratigràfica sigui molt diferent a ambdós marges:

En el *marge ibèric*, les successions neògenes mostren la superposició de: a) unes sèries inferiors (Miocè inferior-mitjà), de potència molt variable, constituïdes per materials terrígens grollers i carbonàtics, tant marins com continentals, que enregistren una etapa de rifting, i b) unes sèries superiors (Miocè mitjà-Present) terrígenes, força uniformes al llarg de tota l'àrea, que reflecteixen una atenuació de l'activitat tectònica (etapa postrift).

En canvi, en el *domini bètico-balear* els dipòsits neogens s'organitzen en: a) unes successions miocenes basals poc potents integrades per materials terrígens grollers i carbonats que denoten inestabilitat tectònica, b) unes successions terrígenes del Miocè inferior-mitjà dipositades en ambients profunds i controlades per l'emplaçament de les làmines d'encavalcament bètico-balears, i c) unes

successions superiors, de potència més reduïda, però força variable, formades per dipòsits de plataforma mixta terrígeno-carbonàtica que enregistren una important etapa de rifting.

El límit inferior d'aquestes successions és una superfície de discontinuïtat d'àmbit regional que separa els materials precenozoics dels del rebliment de la Conca Catalano-balear. De caràcter pre i sinrift, aquesta discontinuïtat enregistra l'aixecament de la regió de la Conca Catalano-balear durant el Paleogen superior i l'estructuració extensiva de l'àrea en un sistema de horsts i grabens durant el Miocè inferior. Per tant, la llacuna estratigràfica que representa aquesta discontinuïtat és molt variable: mentre en el fons de les fosses comprèn un període de temps curt que va des de l'Oligocè inferior fins al superior, en els llindars la llacuna arriba a comprendre a més a més gran part del Mesozoic i tot el Miocè inferior i mitjà. Generada pels processos de meteorització i d'erosió que es van desenvolupar en els materials precenozoics en l'interval de temps en què aquests van estar emergits, la superfície basal és una discordança angular sobre la que es van sedimentar dipòsits col·luvials i al·luvials. En els sectors que aquesta discontinuïtat es disposa sobre formacions carbonàtiques es freqüent observà-hi formacions paleocàrstiques, les quals constitueixen el principal magatzem dels jaciments de petroli del solc de València (WATSON, 1982; MARTÍNEZ DEL OLMO i ESTEBAN, 1983; BOUVIER *et al.*, 1990).

En els sectors més orientals del domini bètico-balear (Mallorca i Eivissa), el caràcter sinrift de la discontinuïtat basal del rebliment de la Conca Catalano-balear no és clar. Els estudis tectònics duts a terme darrerament en aquests sectors (RANGHEARD, 1984; SÀBAT, 1986; ROCA i VERGÉS, 1989; CASAS *et al.*, 1990; GELABERT *et al.*, en premsa) mostren que aquesta discontinuïtat es presenta fossilitzant plecs i encavalcaments d'orientació bètica que, generats durant l'Oligocè superior, marquen l'inici de l'estructuració compressiva de l'edifici bètico-balear (RAMOS-GUERRERO *et al.*, 1989a). D'acord amb aquestes dades, i donat que fins l'actualitat no s'han reconegut estructures extensives prèvies o contemporànies al seu desenvolupament, la discontinuïtat basal del rebliment neogen de les Balears seria el resultat principalment de les primeres deformacions del sistema compressiu bètico-balear que haurien originat un aixecament generalitzat de l'àrea durant l'Oligocè superior.

Encara que a partir de l'anàlisi de les relacions geomètriques de les diferents formacions i utilitzant les tècniques de l'anàlisi estratigràfica sísmica (VAIL *et al.*, 1977), gran part de les successions neogenes dels diferents sectors la Conca Catalano-balear s'han subdividit en seqüències deposicionals (SOLER *et al.*, 1983; CABRERA *et al.*, 1991; FORNÓS *et al.*, 1991; MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.*, 1991), són pocs els treballs que han intentat aplicar una única subdivisió per tot el conjunt de les successions neògenes de la conca. Aquest fet és degut a les dificultats que comporta l'anàlisi estratigràfica de conques que actualment encara són subsidents, agreujades en aquest cas per la manca de datacions acurades de gran part de les formacions neògenes actualment submergides i l'absència de dades estratigràfiques del rebliment neogen en moltes zones del solc de València. Així, el desconeixement gairebé total de les característiques del rebliment neogen en les parts orientals i més sudorientals del solc de València, fa que en l'actualitat sigui força difícil correlacionar les successions neògenes del Promontori Balear amb les del marge ibèric de la Conca Catalano-balear.

Donades aquestes dificultats de correlació, el diferent context tectònic i les marcades diferències estratigràfiques, en aquest apartat es descriuran separadament els dipòsits neogens del marge ibèric i els del domini bètico-balear.